

110
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО, Б. Г. ЛУТЦ, Д. А. МИНЕЕВ
О. С. КОЧЕТКОВ, В. А. ПАВЛОВ

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ФАЦИЙ



1318740

ЛИСТОК СРОКА ВОЗВРАТА

КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Колич. пред. выдач _____

Воск. тип. Т. 2.000.000 3. 789—67

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

553
P332

Д. П. Сердюченко, Б. Г. Лутц,
Д. А. Минеев, О. С. Кочетков, В. А. Павлов

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1967

В книге рассматриваются формы нахождения, условия концентрации и распределения редких элементов в кристаллических сланцах, относящихся к различным метаморфическим фациям. Кроме сингенетической минерализации, унаследованной от материнских осадков, освещаются метаморфические комплексы, подвергшиеся глубинному метаморфизму, гранитизации и переплавлению, что связано с перераспределением редких элементов и их пространственным перемещением. При этом на ряде примеров показано геохимическое наследование в ряду осадочных — метаморфических — палингенных пород, а также условия концентрации рассеянных в материнских осадочно-метаморфических породах редких элементов под влиянием процессов щелочного метасоматоза.

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

доктор геол.-мин. наук Д. П. СЕРДЮЧЕНКО и
канд. геол.-мин. наук Л. Ф. БОРИСЕНКО



1318740.

**ОБ ИЗУЧЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ
(вместо предисловия)**

Помимо относительно тонкого и прерывистого осадочного чехла, главная часть земной коры сложена метаморфической толщей, которая в основном состоит из метаморфизованных пород, преимущественно докембрийского возраста; исходным материалом для них послужила, очевидно, верхняя мантия и первоначальная атмосфера (и потом гидросфера) Земли. Изверженные породы гранитоидного состава (массивные и жильные), расположенные в пределах осадочно-метаморфической геосферы, обоснованно рассматриваются сейчас как эвтектические или анхиэвтектические выплавки из метаморфических толщ — при достаточном количестве (проникающей сверху вниз) воды и температурах около 600—700° С (Чирвинский, 1911; Ферсман, 1931; Фролова, 1953; Kennedy а. oth., 1962, а также обобщение новых данных у В. П. Петрова, 1964). Селективное плавление метаморфических пород в разных глубинных участках земной коры, в частности с обособлением кварц-полевошпатовой (гранитной) эвтетики, многое объясняет в вопросах металлогенической специализации магм и хорошо разрешает проблему первоначального образования кварца за счет бескварцевых глин и сланцев. Это все помогает понять и генезис фациальных пегматитов и пегматитовых жил (в том числе редкометальных), т. е. формирование обогащенных летучими и легкоплавкими компонентами участков анатектического (селективного) расплава, который то остается в основном на месте, с преимущественным накоплением летучих и редких элементов в апикальных или экранированных сверху частях, то выжимается в трещины боковых пород. Это подтверждает генетические и физико-химические представления о природе пегматитов Фохта, Ниггли и Ферсмана, а также указывает на возникновение гидротермальных минерализованных (рудных) растворов в самой зоне гранитообразования и выше, но не ниже «гранитной магмы». Расположение последней обусловлено глубиной проникновения воды сверху и соответствует на отдельных участках земной коры границе между амфиболитовой фацией метаморфизма и лежащими обычно ниже — гранулитовой и

эклогитовой, более высокотемпературными и «безводными» фациями. В связи с этим метасоматические процессы широко развиты в породах амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма, но ослабевают или совсем затухают в породах гранулитовой и более высоких ступеней метаморфизма; внедрения гранитов в породы гранулитовой фации, как известно, вызывают их ретроградный метаморфизм и переход в кристаллические сланцы амфиболитовой фации.

Кроме гранитной эвтектики, в осадочно-метаморфических толщах, сложенных силикатными, карбонатными, соленосными и другими породами, содержащими в себе фосфатные, железистые, редкометальные и другие концентрации, в условиях анатексиса и палингенеза происходит, очевидно, формирование других типов «магматических» силикатных и несиликатных (полиминеральных или анхимономинеральных) образований, в том числе «рудных магм» (магнетитовых, карбонатитовых, апатитовых и др.). Как и граниты, они или остаются на месте своего образования или, в зависимости от тектонических условий, выжимаются (интродуцируют) в другие толщи и обычно в верхние структурные ярусы.

Влияние на сформировавшуюся земную кору основных и ультраосновных интрузий и эффузий, генетически связанных с верхней мантией, приурочено главным образом к глубинным разломам и в пределах земной коры ограничено отдельными зонами и площадями. Их интрузивно-эффузивная, гидротермальная и контакт-метасоматическая деятельность, конечно, усложняют общую геолого-геохимическую картину, особенно в наиболее глубинных и близких к мантии частях земной коры. Однако при всем этом совершенно бесспорно, что геохимия главной части сиалической земной коры обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ. Вот почему и металлогения континентальной земной коры в основном является производной тех седиментационных, метаморфических, гидротермальных и палингенных процессов, которые развивались и развиваются в пределах мощной зоны осадочно-метаморфических толщ. Главным образом в этих толщах идет распределение и перераспределение химических элементов, меняются соответственно формы их нахождения, условия концентрации и пространственного размещения. Из монографии А. В. Сидоренко и О. И. Луневой (1961) известно, что более 25 млн. км² занимают выходы метаморфических толщ на поверхность или под покров маломощных осадков, а формирование метаморфической оболочки по времени охватывает почти $\frac{7}{8}$ общей продолжительности геологического развития Земли, т. е. около 4,5 млрд. лет! На долю последокембрийских осадочных образований приходится около 0,5 млрд. лет. Древние метаморфические толщи слагают целые щиты.

В пределах метаморфической зоны в глубинных (гипогенных) условиях, вызывающих ультраметаморфизм и плавление осадочных пород, на участках вне эвтектических выплавок ясно проявляется тенденция: к местной или более обширной гомогенизации, к геохимическому усреднению, к образованию химически сложных комплексов и изоморфных минеральных смесей. Наоборот, поверхностная (гипергенная) геохимическая дифференциация в условиях осадконакопления связана: с разрушением сложных смесей, с выделением простых соединений и отдельных химических элементов и их парагенетических ассоциаций; при этом образуются различные поли- или мономинеральные концентрации, относительно обогащенные отдельными элементами участки, месторождения, рудные зоны и поля.

При погружении и метаморфизме этих осадочных дифференцированных образований, т. е. в новом гипогенном цикле развития отдельных частей земной коры, эти гипергенные простые соединения и их концентрации могут вновь (полностью или частично) подвергаться смешению с другими веществами (усложнению состава, усреднению и гомогенизации) или они в основном сохраняются, давая, в частности, метаморфизованные месторождения, а в условиях палингенеза — расплавляясь в «рудные магмы».

Нередко удается проследить геохимические циклы для отдельных элементов или их родственных групп — от условий седиментации к метаморфизму и палингенезу, которым почти всегда сопутствуют развитие гидротермальных процессов и метасоматические замещения.

Как известно, формирование минеральных месторождений в метаморфических толщах происходит или за счет рудных накоплений, образовавшихся уже в осадочной стадии, или за счет перераспределения и концентрации элементов (и минералов), рассеянных в исходных осадочных породах, — под влиянием связанных с метаморфизмом и ультраметаморфизмом процессов (гидротермальных и метасоматических, анатектических и палингенных).

Это относится не только к обычным полезным ископаемым, но и особенно к редким элементам, которые имеют низкие содержания (кларки) в земной коре и обычно связаны или с образованием акцессорных редкометальных минералов или, чаще, с рассеянием редких элементов в чужих кристаллических решетках. Научная и практическая задача поэтому заключается, с одной стороны, в разработке экономически целесообразных технологических схем комплексного использования основных руд (железных, марганцевых, апатитовых, медных, свинцово-цинковых и других) с целью извлечения рассеянных в них в виде акцессорных минералов или изоморфных примесей редких элементов, а с другой стороны, в изучении тех геолого-геохимиче-

ских (и физико-химических) условий метаморфизма, которые приводят к концентрации рассеянных редких элементов и редкометальных минералов и к образованию обогащенных ими зон, пород и участков среди метаморфических толщ. На эту область геологических исследований в настоящее время обращается еще недостаточно внимания, но она представляет большой научно-теоретический интерес, имеет большие практические перспективы.

В свете изложенных соображений в настоящей книге рассматриваются геолого-геохимические (на разных стадиях регионального метаморфизма и на различных этапах гидротермально-метасоматических процессов) условия формирования различных месторождений и концентраций, а также, хотя количественно и мелких, но имеющих принципиальное генетическое значение редкометальных минеральных образований — в некоторых районах СССР и за рубежом.

В материалах отдельных статей — разделов для настоящей книги помещены сведения, охватывающие или общие вопросы геохимического и генетического поведения химических элементов в осадочно-метаморфической (сиалической) оболочке, или освещающие частные, хотя и важные геолого-геохимические условия, приводящие к формированию редкометальной минерализации в кристаллических сланцах. К первому типу относятся статьи, написанные Д. П. Сердюченко и В. А. Павловым о геохимических особенностях бора и классификации борных месторождений и Д. П. Сердюченко о генезисе апатитовых месторождений (сопровождаемых редкометальной акцессорной минерализацией). В них прослежены геохимические судьбы бора, а также фосфора (и сопровождающих его редких элементов) от времени их первичной кластогенно-хемогенной и биогенной седиментации до условий глубинного плавления и образования палингенных магм. Здесь развиваются и конкретизируются идеи о геохимической наследственности в ряду осадочных — метаморфических — гидротермальных — палингенных пород, разрабатываемые нами уже много лет (начиная с установления в 1927—1930 гг. осадочного генезиса докембрийских графитовых гнейсов и сланцев); в такой именно формулировке был составлен доклад Д. П. Сердюченко для 5-го Международного конгресса по седиментологии (1958 г., Швейцария):

«Sur l'hérédité géochimique dans les roches sédimentaires métamorphiques».

Среди собственно осадочно-метаморфических месторождений и концентраций редких элементов мы уже выделили (Сердюченко, 1961; Сердюченко, Глебов, Павлов, 1963; Сердюченко, Зотов, Потемкин, 1964; Сердюченко, Глебов, 1964) сингенетические и эпигенетические типы, проиллюстрировав их целым рядом примеров. С целью расширения информации в этой области и дальнейшего изучения общих закономерностей мы предприняли еще

дополнительные исследования: а) слабо метаморфизованных глинистых (и мергелистых) пород кианитовой свиты Кейв на Кольском полуострове, где материнские осадочные породы подверглись только региональному метаморфизму, и при этом не было сколько-нибудь значительного перемещения редкометалльных и других компонентов; б) сильно метаморфизованных пород Уфалейского комплекса на Урале, где, по данным Г. А. Кейльмана и Д. П. Грознецкого, широко развиты процессы мигматизации и гранитизации осадочно-метаморфических пород и их последующая метасоматическая переработка, приведшая, в частности, к мусковитовому (промышленному) ослюденению, с местными выделениями акцессорных редкометалльных минералов; здесь наблюдалось уже явное природное моделирование одного из типов эпигенетической концентрации редких элементов.

Многие авторы в результате изучения геолого-геохимических условий образования промышленных мусковитовых зон в пределах Уфалейского метаморфического комплекса (Слюдяногорское месторождение на Среднем Урале) пришли к выводу, что материнские осадочные породы, метаморфизованные в условиях альмандин-амфиболитовой фации, подверглись региональной гранитизации (вдоль длительно существовавшей подвижной тектонической зоны), которая сопровождалась щелочным метасоматозом; при этом амфиболиты и амфиболовые гнейсы (переслаивающиеся с дистеновыми кварцитами и дистено-слюдяными сланцами) были преобразованы в биотитовые гнейсы, а последние (в свою очередь) — в мелкочешуйчатые мусковитовые породы с последующей собирательной перекристаллизацией мусковита. Явления последующего «кислотного и далее щелочного метасоматоза», вызвавшие окварцевание, альбитизацию и микроклинизацию пород, обусловили формирование не только кварц-полевошпатовых прожилков, но и связанной с ними редкометалльной минерализации. Осадочно-метаморфический Уфалейский комплекс дважды подвергся еще внедрению жильных гранитоидов, сопровождаемых последовательными явлениями «щелочного — кислотного — щелочного» метасоматоза, с которыми связаны микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, формирование (за пределами гранитизированных тел) кварцевых, альбитовых и микроклиновых жил и приуроченных к ним редкометалльных минералов.

Таким образом, в Уфалейском метаморфизованном и подвергшемся гранитизации и мигматизации осадочном комплексе выделяются несколько метасоматических стадий, а породообразующие и акцессорные минералы представлены, соответственно, несколькими генерациями.

Подобные или близкие по своему характеру повторные процессы биотитизации, мусковитизации, альбитизации, микроклинизации и окварцевания были описаны ранее также в гранитах

и приконтактных зонах вмещающих метаморфических сланцев Южного Тимана (Сердюченко, 1959), а также в гранито-гнейсах Вангырского района на Полярном Урале (Сердюченко, 1963). В обоих случаях процессы редкометальной акцессорной минерализации были связаны с щелочным метасоматозом. На Тимане, очевидно, рассеянные во вмещающих сланцах редкие элементы извлекались щелочными растворами и концентрировались преимущественно в биотитовых экзоконтактных роговиках и в биотитовых или мусковитовых участках в самом граните, причем мусковитизация биотита (главным образом вдоль микротрещинок) сопровождалась здесь явным укрупнением кристалликов редкометальных минералов (циркон, циртолит, эпидот-ортит, монацит, кейльгауит, апатит и др.), образующих ассоциации вместе с биотитом, мусковитом, поздними кварцем и микроклином.

«Судя по условиям залегания и наличию остатков резорбированных ксенолитов вмещающих пород, это — краевая эндоморфно измененная фация гранитов, которые вплавили и ассимилировали материал богатых хлоритом и кальцитом микрослюдистых сланцев.

С другой стороны, граниты, очевидно, использовавшие при своем внедрении тектонические трещины и зоны разломов, столь распространенные в структуре Тимана, были неравномерно преобразованы своими же поздне- и послемагматическими флюидными и газоводными щелочными растворами, вызвавшими не только явления альбитизации, но и продолжение кристаллизации и перекристаллизацию биотита, микроклинизацию и мусковитизацию породы, а также ее дополнительное окварцевание. С этими наложенными процессами, особенно в периоды образования биотита и мусковита, был существенно связан «ювенильный» привнос, захват и перенос (со стороны вмещающих сланцев) редкоземельных и радиоактивных элементов и их минерализация в виде различных акцессориев» (Сердюченко, 1959, стр. 31).

На Полярном Урале (р. Вангыр), наоборот, интенсивное выделение редкометальных акцессориев было связано только с поздней биотитизацией мусковитовых гранито-гнейсов, ранее содержащих, по-видимому, роговую обманку и испытавших биотитизацию и мусковитизацию, альбитизацию и эпидотизацию плагиоклазов; в условиях новой стадии (волны) калиевого метасоматоза развился вторичный крупный микроклин, а на конечных этапах (уже магнезиально-железистого) метасоматоза и мозаичной перекристаллизации кварца — вторичный биотит (замещающий мусковит) и редкометальные минералы: ортит, циркон, титанит, апатит, ильменит и давидит. В подобных геологических условиях образовался давидит и в другом районе (Давыдова, Шапошников, 1966).

Вероятно, железо, кальций и магний, а также редкие элементы были вынесены из близлежащих участков гнейсо-сланцевых (осадочно-метаморфических) пород (содержащих местами согласные или рвущие их мелкие тела габброидного или диабазового состава) при их региональной или местной гранитизации.

В ряде случаев именно с подобными процессами огнейсования и биотито-флогопитового ослюденения бывает связана и концентрация рассеянного до этого в породах осадочного происхождения бериллия (например, Боа-Виста в Бразилии).

Настоящее предисловие и раздел о происхождении апатитовых месторождений написаны Д. П. Сердюченко. Парагенетический анализ и исследование редкоземельной минерализации глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фации Алдана и Кольского полуострова были выполнены Б. Г. Лутцем. Геохимия, минералогия и парагенетические ассоциации пород Уфалейского метаморфического комплекса на Урале детально охарактеризованы Б. Г. Лутцем и Д. А. Минеевым.

Жильный тип эпигенетической концентрации редкометалльных минералов, образовавшихся в результате растворения их рассеянных выделений в боковых сланцах и метасоматического переотложения в зоне тектонических трещин, описан О. С. Кочетковым по его исследованиям на Тимане, которые продолжают и расширяют наши предшествующие (1943—1959 гг.) изыскания в этом регионе.

Раздел о генетических и геохимических особенностях борных месторождений подготовлен Д. П. Сердюченко и В. А. Павловым. Некоторые вопросы минералогического термометрирования и барометрирования геологических процессов рассмотрены Б. Г. Лутцем.

Авторы надеются, что данная книга будет интересна для широкого круга геологов и исследователей минерального сырья, особенно для научных работников, геологов-съемщиков и разведчиков, занимающихся изучением металлогении осадочно-метаморфических толщ, а также для преподавателей и студентов геологической специальности.

ЛИТЕРАТУРА

- Д а в ы д о в а Л. И., Ш а п о ш н и к о в Г. Н. Геологические условия образования давидита (на примере одного из районов).— Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, вып. 4.
- Д я д ь к и н а И. Я. Условия образования и закономерности размещения крупнокристаллического мусковита в слюдоносных зонах Слюдяногорского месторождения (Ср. Урал).— Автореф. дисс. Л., 1965.
- П е т р о в В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.

- Минеев Д. А. О возрасте и генезисе пегматитов горы Слюдяной (Ср. Урал).— Тезисы докл. на конф. ин-та минер., геохимии и кристаллохимии редких элементов. Изд-во АН СССР, 1959.
- Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Сердюченко Д. П. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах. В кн. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Труды ИМГРЭ, вып. 17. Изд-во АН СССР, 1963а.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В. Железо. В кн. «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1964.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвижитовая минерализация и (Fe-B-TR)-парагенез в древних платформах. Изд-во АН СССР, 1963б.
- Сердюченко Д. П., Зотов И. А., Потемкин К. В. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. В кн. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических толщах», 1964. Изд-во «Наука».
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Вестн. АН СССР, 1963, № 6.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во СОИС АН СССР, 1931.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Чирвинский П. Н. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. Новочеркасск, Изд-во «Дон» политехн. ин-та, 1911.
- Kennedy G. C., Wasserburg C. J., Head N. C. and Newton R. C. The upper three-phase Region in the System $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Conference on Very High Pressure, 1960.— Amer. J. Sci., 1962, 260.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение апатитовых месторождений всегда привлекало к себе внимание геологов и геохимиков не только в связи с теоретическими вопросами их образования, но и в связи с их практической ценностью. В настоящее время неизмеримо возросло значение фосфатных месторождений Советского Союза для нужд сельского хозяйства, и вполне понятно, что дополнительные исследования уже известных и поиски новых месторождений апатитов занимают сейчас особенно большое место в работах наших научно-исследовательских институтов и геологических управлений. Для целей научного прогнозирования и поисково-разведочных работ на апатиты весьма важную роль играло и будет играть правильное представление о генезисе апатитовых месторождений, т. е. об источнике фосфора и геолого-геохимических условиях и формах концентраций апатита в различных осадочно-метаморфических и магматических комплексах, при меняющейся на разных территориях структурно-тектонической обстановке.

В настоящей работе сделана попытка кратко рассмотреть генетические типы апатитовых месторождений, расположив их последовательно в эволюционный ряд: осадочные — метаморфические — гидротермальные — палингенно-магматические образования; все они связаны с первичной концентрацией фосфора в условиях осадконакопления. Генезис апатитов во многом сходен с происхождением многих магнетитовых, борных и других месторождений в древних осадочно-метаморфических толщах, отражая известным образом характерный осадочный парагенезис железа, фосфора и бора.

Излагаемая точка зрения на происхождение апатитов базируется на многих геологических и экспериментальных данных, но она имеет существенные отличия от ряда известных и широко распространенных сейчас магматических генетических концепций. Очевидно, что обсуждение этого вопроса и целеустремленное получение и систематизация новых экспериментальных и геологических фактов, с учетом «классического» и предлагаемого нами иного подхода к пониманию генезиса апатитовых место-

рождений, позволит уточнить эту проблему и сопряженные с нею пути прогнозирования и поисков апатитовых залежей.

Минералы типичных осадочных фосфоритов — даллит, штаффелит, курскит, подолит — почти всегда имеют, как известно, рентгеновскую структуру апатита и по своему составу и свойствам относятся к фтор-, хлор-, гидроксил-, карбонат-apatиту, или в отдельных случаях представляют изоморфно-смешанные разновидности (например, франколит — $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6[\text{F}_2, (\text{OH})_2, (\text{CO}_3), \text{O}]$). Микроскопические наблюдения часто позволяют проследить в осадочных толщах постепенные (диагенетические, эпигенетические) переходы от аморфных и скрытокристаллических кальциевых фосфатов к мелко- и среднезернистым агрегатам типичного кристаллического апатита, нередко с гексагональными формами призмочек, пластинок и поперечных срезов. Особенно отчетливо и полно перекристаллизация коллоидального или скрытокристаллического фосфатного вещества из осадочных толщ проявляется в зонах их регионально- или контактно-метаморфических преобразований. Это, естественно, сопровождается местными перемещениями фосфатного вещества, неравномерным, местами собирательным укрупнением кристаллических индивидов и агрегатов, развитием разных (в том числе — эндоконтактных и жильных, явно «эпигенетических») генераций апатита, связанного с различными минеральными парагенезисами. Однако все эти генерации в большинстве случаев представляют только различные формы нахождения того осадочного фосфатного вещества, которое подверглось последующему воздействию тектоно-магматических и метаморфно-палингенных факторов. В этом отношении геолого-геохимическая судьба фосфора очень сходна с такой же судьбой осадочного углерода, который в глубинно-метаморфических условиях остается в составе графитовых сланцев и гнейсов, а в зонах гранитных инъекций входит в состав графитовых пегматитов и аплитов, а также образует почти мономинеральные графитовые жилы (Сердюченко, 1930, 1935). Подобный же характер имеет и геохимическая история осадочного железа, бора, редких земель и других элементов (Сердюченко, 1955, 1956, 1959, 1960а, б, 1961, 1963 и др.; Landergrén, 1945, 1948 и др.): для всех их можно проследить геохимическую наследственность в ряду осадочных — метаморфических — палингенных пород. Это же можно установить и для фосфора — характерного элемента, обособляющегося и накапливающегося в условиях осадочного цикла, особенно в зоне биосферы. Ниже, на отдельных примерах, показаны почти все стадии преобразования фосфоритов — от частичной их апатитизации до формирования апатитовых парагнейсов, метасоматических апатитсодержащих тел и карбонатно-apatитовых гидротермальных жил, палингенно-инъекционных магнетито-apatитовых и апатито-нефелиновых месторождений.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

I. Среднекембрийская фосфоритоносная толща Малого Каратау состоит из согласно залегающих (снизу вверх) доломитов; толстоплитчатых черных кремней, пластов фосфоритов, чередующихся с тонкими прослойками кремней; высококачественных фосфоритов верхней пачки; доломитизированных известняков, пропитанных окислами железа и марганца; различных доломитов верхних горизонтов. На западном фланге этих месторождений (Тесиктас, Чулактау и др.) в результате непосредственного воздействия каледонских гранитов, фосфатные пласты и сопровождающие их породы перекристаллизовались. Вблизи гранитов фосфориты полностью замещены апатитовыми породами, которые (по мере удаления от гранитного массива) постепенно сменяются частично раскристаллизованными (апатитовыми) фосфоритами и еще далее — обычными осадочными фосфоритами (Безруков, 1939; Табылдиев, 1961). Доломиты вблизи контакта дедоломитизированы, обогащены тремолитом, содержат немного кварца и зерен апатита, а кремнистые породы под влиянием метаморфизма превратились в кварциты, в которых среди господствующего кварца (за счет первичного халцедона) имеются неравномерно распределенные зерна апатита различной формы (за счет аморфного фосфата кальция), редкие агрегаты кальцита и окислы железа. Пачки из переслаивающихся фосфоритов и халцедоновых кремней к зоне контакта постепенно переходят в тонко- или грубополосчатую серию из апатитовых (с кварцем) и кварцитовых (с апатитом) пластов и пропластков.

II. Обширный Лаокайский апатитовый бассейн во Вьетнаме вытянут вдоль р. Красной более чем на 70 км при ширине около 3—5 км (Калмыков и др., 1962). Продуктивные слои подчинены регионально-метаморфизованным осадочным толщам нижнепалеозойского возраста (кембрий — ордовик?), а суммарная мощность апатитосодержащих пород близка к 200 м; подстилаются они докембрийскими кварц-биотит-амфиболовыми, хлоритовыми и другими кристаллическими сланцами, местами с доломитами или доломитовыми известняками, поверх которых (непосредственно под апатитоносной толщей) лежат базальные метаморфизованные конгломераты. Кварцево-слюдистые и кварцево-доломитовые сланцы в нижних частях палеозойской продуктивной серии содержат прослой углисто-турмалиновых кварцитов и доломитов, а выше по разрезу появляются актинолитовые или актинолито-доломитовые сланцы с флогопит- или мусковитсодержащими прослоями. Вместе с возрастанием роли мусковитовых сланцев и кварцитов существенно повышается и роль апатитоносных доломито-кварцевых слоев (слюдистых, углистых, углисто-пиритовых), причем содержание P_2O_5 от 1—5% в нижних горизонтах здесь возрастает до 10 и даже 15%. Постепенно или

относительно резко этот «подрудный» горизонт переходит в «рудный», который состоит из доломит-апатит-кварцевых руд с примесью пирита, мусковита, марганцовистого и углистого вещества; мощность этого горизонта на месторождении Мау-Кок достигает 12 м, а содержание в нем P_2O_5 колеблется уже в пределах 26—34%.

В «надрудных» горизонтах, литологически однотипных с рудной и подрудными пачками, сначала более резко, а потом постепенно снижается количество апатита; содержание P_2O_5 в связи с этим падает от 15 до 3%; в верхах продуктивной толщи доломит-кварцевые сланцы с прослоями доломитов и примесью мусковита и углистого вещества содержат незначительное количество апатита (до 2—1% P_2O_5). Сверху апатитоносные породы перекрываются совсем не содержащими апатит филлитами, кварц-полевошпатовыми и кварц-мусковитовыми, кварц-мусковит-биотитовыми сланцами, местами с прослоями альмандин-мусковитовых и доломит-кварцевых сланцев и кварцитов.

В рудном, подрудном и надрудном горизонтах апатит является породообразующим минералом, причем распределение всех почти минералов преимущественно тонкослоистое, и многочисленные разновидности пород (с качественно сходным составом) многократно и повторно перемежаются между собой, обуславливая параллельно- или субпараллельно-полосчатую текстуру. Тонкая перемежаемость пород в разрезе является не результатом минеральной сегрегации под влиянием метаморфизма, а следствием микроритмичности первичного процесса осадкообразования.

Фтор-апатит состоит обычно из изометричных или слегка удлиненных, нередко идиоморфных зерен (0,01—0,2 мм), которые часто ассоциируют с кварцем, но образуют также мономинеральные прослои или рассеяны среди соразмерных с ними зерен кварца, доломита и кальцита.

Среди регионально метаморфизованных апатитоносных пород на месторождении Мау-Кок встречены реликты типичных фосфоритов, состоящих из «мелких (0,08—0,12 мм) неправильно округлых или овальных зерен слабо раскристаллизованного или микрокристаллического фосфата светлого коричневатого-серого цвета» (Калмыков и др., 1962). Зерна эти имеют сгустковый или микроконкреционный характер и по периферии загрязнены глинисто-кварцевым и железистым пелитоморфным веществом и темно-коричневой органикой; этих примесей значительно больше в цементирующей массе еще слабее раскристаллизованного фосфата.

Таким образом, месторождения Лаокайского апатитоносного бассейна представляют первично-осадочные, потом регионально-метаморфизованные образования, состоявшие в основном из доломита, кремнистых минералов и фосфатного вещества. Они

близки по составу и строению к таким крупным фосфоритоносным бассейнам, как Кара-Тау (СССР) и Скалистые горы (США), и генетически представляют собой, очевидно, метаморфизованные химические морские осадки «фосфатной фации» (Казаков, 1939; Гиммельфарб, 1955).

III. Более древними и сильнее регионально метаморфизованными являются архейские апатитоносные кварциты и апатит-кварц-диопсидовые или апатит-кальцит-диопсидовые сланцы в Слюдянском районе Южного Прибайкалья; они слагают восемь стратиграфических горизонтов, приуроченных к серии парагнейсов и преимущественно к толще доломитовых мраморов; мощность их колеблется от 10—15 до 100—120 м, а протяженность по простиранию достигает нескольких десятков километров; для кварц-диопсид-apatитовых пород характерна слоистая текстура с тонким чередованием преимущественно белых диопсидовых, серых кварцевых и голубоватых апатитовых слоев. Апатит наблюдается также в виде отдельных округлых зерен или в тесном срастании с диопсидом и кальцитом. Апатитоносные породы представляют собой осадочно-метаморфические образования, происшедшие в результате глубинного преобразования фосфоритоносных кремнисто-доломитовых осадков (Смирнов, 1928; Сахарова, 1955).

IV. Карбонатно-глиноземисто-кремнистые материнские осадочные породы из архейской федоровской свиты на Алдане также были частично фосфатоносными (фосфоритоносными) и в результате метаморфизма превращены в апатитсодержащие гнейсы и сланцы (Сердюченко, 1952, 1956, 1960а, б). Тонкие (местами микроскопические) сплошные или прерывистые апатитовые слойки залегают согласно с вмещающими их кальцифирами, кварц-диопсид-скаполит-плагиоклазовыми сланцами, с магнетит-диопсид-скаполитовыми рудами, диопсид-турмалиновыми, диопсид-андезиновыми, пироксен-роговообманковыми сланцами и пара-амфиболитами (местами с кварцем и магнетитом). Часто апатит в этих силикатных породах среднезернистый и сургучно-красный от включений тончайшей железистой пыли и каких-то выгорающих при прокаливании железо-органических соединений. Взаимоотношения и одинаковая размерность апатитовых зерен и породообразующих минералов показывают, что апатит кристаллизовался одновременно с пироксеном, скаполитом, роговой обманкой и никакой генетической связи не имеет ни с инъекциями гранита, ни с постериорным флогопитом, образовавшимся за счет пироксенов, амфиболов и других минералов в условиях «калиевого метасоматоза», под влиянием постмагматических пневмато-гидротермальных растворов.

Слюдянские и Алданские апатитовые породы подчинены мощному комплексу осадочных (потом метаморфизованных) пород: песчано-глинистым (биотитовым и биотит-гранатовым гнейсам),

мергелистым и соленосно-мергелистым (пироксеновым и пироксен-скаполитовым гнейсам и сланцам), доломит-песчанистым (кварц-диопсидовым породам), известняково-доломитовым (мраморам и кальцифирам). В контактах с гранитами происходит (на Алдане и в Прибайкалье) собирательная перекристаллизация мелких и микроскопических кристалликов апатита и формируются его крупные и гигантские кристаллы (подобно образующимся в таких же условиях гигантским кристаллам диопсида, роговой обманки, турмалина, графита, ортита, магнетита и др.).

Формирование крупно- и гигантокристаллических апатитов произошло здесь и в самих флогопитовых метасоматических телах, а также в инъекционных пегматитовых жилах и в гранит-пегматитовых участках. В последних апатит заключен в кварц-полевошпатовой массе, а на флогопитовых месторождениях он ассоциирует с диопсидом, паргаситом, скаполитом и кальцитом; нередко апатит вместе с кальцитом занимает центральную часть флогопитовых жил.

Таким образом, приуроченный к определенным стратиграфическим горизонтам осадочно-метаморфический апатит в условиях последующих пневмато-гидротермальных и инъекционных воздействий подвергался растворению и переотложению, входил в состав жильных и метасоматических минеральных комплексов и образовывал новые генерации вплоть до эндоконтактных выделений (совместно с акцессорными монацитом и кейльгауитом) в гранитоидах.

V. В зоне Передового хребта на Северном Кавказе (в бассейнах рек Большого и Малого Зеленчука, Большой и Малой Лабы и др.) широко развиты докембрийские осадочно-метаморфические породы, среди которых имеются различные слюдяные, биотит-гранатовые, роговообманковые гнейсы и сланцы, параамфиболиты, андалузитовые и другие кристаллические сланцы, согласно залегающие и достаточно хорошо стратифицированные.

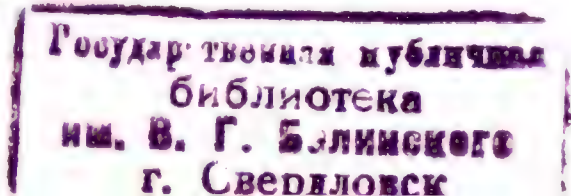
Постепенно или резко (с тектоническими контактами) эти кристаллические сланцы переходят в серицит-хлоритовые, хлорит-амфиболовые и хлоритовые сланцы, геологически, по-видимому, более молодые и относящиеся в этом случае к верхнему докембрию или нижнему палеозою. Впрочем, некоторые исследователи кристаллическую и зеленокаменную толщи рассматривают как «единую, сложную стратиграфическую формацию» с различной степенью метаморфизма, обусловленного контактным воздействием неравномерно распределенных кислых интрузий. В этой же толще вдоль разломов преимущественно северо-западного простирания встречаются пластообразные и линзовидные (согласные) и секущие (дайковые) габбро-амфиболитовые тела и ультрабазиты. Позже произошло внедрение палеозойских гранитоидных пород, образующих относительно крупные интрузивные массивы, линзы и жилы; с ними связаны процессы инъекци-

онного метаморфизма и метасоматической фельдшпатизации вмещающих сланцев и гнейсов и формирование наложенной контакт-метаморфической зональности. Этот метаморфизм имел прогрессивный характер, а обусловившие его инъекции были богаты натрием (вызвавшим гидротермальную альбитизацию) и калием (вызвавшим авто- и алломикроклинизацию) (Надарейшвили, 1962).

Безусловно, что магматические внедрения сопровождались метасоматозом и мигматизацией вмещающих пород с выплавлением кварц-полевошпатовых эвтектик. Они также вызвали миграцию акцессорных элементов (Zr, P, F, V и др.), которые имели своим источником отнюдь не только «плагиогранит-гранодиоритовую» магму, но и древние осадочные комплексы.

В течение ряда лет (1930, 1931, 1933, 1936 и 1937 гг.) нами проводились работы в бассейне рек Большой и Малой Лабы, Большого Зеленчука и Белой. В частности, по речкам Блыбь, Маркопидж, Хацавитая и другим наблюдалось неравномерное, но в общем широкое развитие различных роговообманковых сланцев и гнейсов, местами со слюдами и альмандином, содержащих мелкие интрузии серпентинизированных ультрабазитов и последующие внедрения гранитоидов. В связи с последними вблизи контактов и по трещинам произошла гидротермальная серпентинизация и оталькование роговообманковых пород, а на самих контактах с амфиболитами и (особенно сильно) с серпентинитами — возникли актинолитовые и флогопитовые образования, а также тальковые и хлорит-тальковые оторочки, линзочки и прослойки. По рекам Блыби и Маркопиджу в коренных грубо-слоистых выходах амфиболитов и главным образом среди обломков, найденных по водотокам, были обнаружены среднезернистые породы со значительным или высоким (до 25 и даже до 50%) содержанием апатита: апатит-роговообманковые, апатит-актинолит-флогопитовые, апатит-флогопитовые.

Роговая обманка в них — обыкновенная, синевато-зеленая ($2V = -62$ до -69° , $cNg = 18-16^\circ$; сильный плеохроизм; Ng — синевато-зеленый, Nm — темно-зеленый или буровато-зеленый, Np — зеленовато-желтый); апатит образует изометрические включения в роговой обманке, выполняет промежутки между ее удлиненными зернами, формирует согласные микропрослойки. Эти породы (содержащие местами и сростки эпидота — цоизита) имеют характер осадочно-метаморфический, причем легко удается проследить их контактно-метасоматические преобразования (под влиянием гранитоидов) и переходы в породу апатит-актинолит-флогопитовую или в апатит-флогопитовую типа слюдита. Роговая обманка здесь явно замещена длинно-призматическим ярко-зеленым актинолитом, который в свою очередь замещается светло-коричневым флогопитом, а в нем имеются группы или струйки точечных включений с плеохроичными ореолами; не-



которые образцы состоят из флогопита и апатита с примесью игольчатого рутила и с цоизито-эпидотовыми зернышками и агрегатами.

По независящим от нас обстоятельствам, эти работы в 1938 году были прерваны, но позже в этом районе работали другие геологи, также отмечавшие здесь апатитовую минерализацию. В частности, В. В. Плошко (1963) описал апатит-карбонатные породы, которые, по его мнению, образовались за счет ультрабазитов или метаморфизованных эпидотовых габбро-амфиболитов под влиянием интрузий гранитоидов. Местами они образуют темно-серые гнейсовидные пластообразные тела и «содержат в себе незамещенные участки амфиболитов и биотитовых слюдистов, с которыми связаны взаимопереходами».

В последнее время в бассейне Большой и Малой Лабы (по Маркопиджу, Блыби и др.) геологами Краснодарской экспедиции Северо-Кавказского геологического управления обнаружены значительные апатитовые месторождения, приуроченные к кристаллическим амфиболовым сланцам и ультрабазитам и к зонам их гидротермальной карбонатизации. Первый (apatит-амфиболовый) тип образует, по-видимому, согласные с амфиболитами пластообразные и плосколинзовидные многослойные среднезернистые тела, в разной степени испытавшие и метасоматическую перекристаллизацию, а второй — согласные или главным образом несогласные гнезда, линзы, жиллообразные ветвящиеся крупнокристаллические образования. Многие геологи генетически связывают эту апатитовую минерализацию с плагиоаляскитами, которые будто бы привнесли магматогенный фосфор. По нашему мнению, геологические отношения пород указывают на то, что первый тип — первичный, осадочно-метаморфический, он унаследовал фосфор от материнских осадочных пород, а другой тип — вторичный, он приурочен к зонам разломов и связан с разложением магнезиально-кальциевых силикатов и перемещением фосфатного вещества из апатит-роговообманковых пород — под влиянием гидротермальных (постмагматических ?) углекислых растворов (Ченцов, 1963 и др.).

ПАЛИНГЕННО-МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

VI. Изучение архейских апатитовых железных руд Швеции позволяет наиболее близко подойти к пониманию связи осадочного фосфатно-железорудного процесса с последующими геологическими этапами метаморфизма и палингенеза, т. е. мысленно пройти путь от гипергенных до гипогенных («магматогенных») условий рудообразования, основой и источником которого является седиментационный процесс, осадочные породы и сингенетичные им рудные минералы (концентрированные или рассеянные).

Как известно, попытки доказать экспериментально возможность магматического — ликвационного (а тем более кристаллизационного) процесса разделения «первичной магмы» на силикатную и рудную, в состав которой входили бы Fe, P, V, Ca, F, не увенчались успехом (Greig, 1927; Asklund, 1949; Landergren, 1948, 1949; и др.). Гейер (Geijer, 1931, 1935, 1949), рассматривавший «Северошведские железные руды и родственные им месторождения как примеры плутонических процессов разделения магмы» (1935), т. е. считавший, что генезис апатитовых железных руд связан с магматической дифференциацией, вынужден был в конце концов, отметить, что детали этой дифференциации и соответствующих физико-химических процессов заключают в себе все еще много неясного (Geijer a. Magnusson, 1952).

Ландергрэн (Landergren, 1948, 1949) справедливо в качестве ключа к решению этой генетической проблемы использует процесс концентрации и характер распределения компонентов в шведских апатитовых железных рудах. Он обоснованно считает маловероятным, чтобы эндогенный процесс приводил к одновременному обогащению железом, ванадием, фосфором и фтором, причем примерно с одинаковым фактором обогащения по отношению к среднему составу изверженных пород. «Если же, напротив, образование апатитовых железных руд синхронизировать с орогеническими циклами и, таким образом, рассматривать их (руды) как одно из звеньев общего развития литосферы, то будут при этом в общем ходе развития литосферы учитываться и экзогенные явления и тем самым будет признано, что каждый орогенический цикл отражает в себе взаимодействие между экзогенными элементоотделяющими и эндогенными — гомогенизирующими процессами. Отсюда естественно отнести процесс концентрации рудного вещества к фазе экзогенного развития. Становится также понятным, что экзогенное железо и сопровождающие его летучие вещества (P, F, CO₂) в последующей эндогенной фазе развития могут выступать как «богатая минерализаторами остаточная магма» с сопровождающими ее внедрение метасоматическими и пневматолитическими реакциями...»

Рассеянные зернышки или тонкие прерывистые прослойки апатита имеются на отдельных участках алданских магнетитовых руд, для которых доказано осадочно-метаморфическое происхождение (Сердюченко, 1959, 1960, 1963). Они могут быть сопоставлены с апатитсодержащими (в среднем до 15% апатита)¹ магнетитовыми рудами Центральной и Северной Швеции, в которых апатит расположен обычно тоже прерывистыми струйками

¹ Месторождения магнетитовых руд Норберга имеют 5% апатита, Кирунаваары — 10%, Нокутусваара — 20%.

параллельно границам рудного тела. Против магматогенного и в пользу осадочного происхождения этих руд говорит:

содержание Р (в среднем 1%), в 13 раз больше, чем в изверженных горных породах;

равное по степени обогащение руд — железом, ванадием, фосфором и фтором (сравнительно со средним составом изверженных горных пород);

характерное для многих типичных палеозойских-кайнозойских осадочных железных руд процентное отношение $V:Fe \approx 0,12—0,22$; $P:Fe \approx 1,5—2,6$, свойственно и архейским апатито-магнетитовым рудам Швеции (см. таблицу);

относительное содержание железа и других ферридов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni), сильно отличающееся в рудах от этих же отношений в сопровождающих изверженных породах.

Т а б л и ц а

Процентное соотношение Р/Fe и V/Fe в третичных осадочных железных рудах Керченского бассейна (№ 1—8, по А. У. Литвиненко, 1959); в палеозойских осадочных железных рудах (№ 9—14), в архейских метаморфических и палингенных железных рудах (№ 15—18, по С. Ландергрелу, 1949)

№ п/п	Руды, месторождение	P/Fe	V/Fe
1	«Табачные» (хлорит-сидерит-гидрогетитовые)	2,4	0,15
2	Коричневые железные	2,6	0,12
3	Икряные железные	2,4	0,16
4	Крупноконкреционные	2,8	0,13
5	Карбонатные	0,7—1,5	—
6	Песчанистые железные	2,3	0,11
7	Межрудные железистые глины	1,8—2,7	0,18—0,23
8	Оолитовые железяки	1,5—2,2	—
9	Известковистые, Лейстершир	—	0,17
10	То же, Оксфордшир	—	0,14
11	Бурый железняк, Нортгемптон	1,8	0,11
12	То же	—	0,13
13	Бурый железняк, Линкольншир	1,5	0,17
14	То же	—	0,12
15	Апатитовые железные, Грэнгесберг	1,85	0,23
16	То же	1,2	0,14
17	Апатитовые железные, Кируна-Люоссаваара	1,7	0,22
18	Апатитовые железные, Кируна-Гэлливаре	2,6—2,03	0,16

Таким образом, по мнению Ландергрелла, геологическая связь между магматическими породами и апатитовыми и другими железными рудами Центральной и Северной Швеции является вторичной: магма вплавила богатый железом осадочный материал,

а это и привело к образованию рудной и нерудной фракций. Другими словами, апатит-магнетитовые месторождения Швеции следует рассматривать как палингенные, унаследовавшие свое железо, фтор и фосфор (apatит), ванадий и бор от древних морских осадочных накоплений. Этим вполне объясняются интрузивные отношения руд к вмещающим породам, наличие апатит-магнетитовых жил, рудных инъекций; на Кируне известны также почти мономинеральные апатитовые инъекционные дайки, обязанные своим происхождением, очевидно, палингенному обособлению (дифференциация!) преимущественно апатитового материала.

Два главных этапа в формировании апатит-магнетитовых руд типа Кирунаваара, Якупиранга, Альнё принимали также Фогт (Vogt, 1926, 1927) и Ферсман (1939), но оба они исходили в то время из магматогенной концепции: а) накопление апатита в продуктах протокристаллизации, вместе с железорудными минералами и (Mg—Ca)-силикатами, но не наверху или в контактных зонах расплава, а в глубинах (гравитационная дифференциация); б) позднейшее глубинное переплавление этих продуктов и последующие (повторные) интрузии апатито-магнетитовых масс. Однако новые геохимические данные указывают на необходимость связывать первичное накопление не с магматической протокристаллизацией, а с гипергенным процессом и последующим палингенезом осадочных накоплений фосфора и железа.

Руды Центральной Швеции нередко переслаиваются с известняками, а в апатит-магнетитовых рудах Кируны известны тупые ромбоэдры так называемого «магматического» кальцита. А. К. Болдырев (1930) склонен рассматривать его как реликт после ассимиляции кислой магмой известняков, с чем обычно связано формирование щелочных пород (возможно — сиенитовых порфиров Кируны) подобно тому, как это имело место при образовании апатито-магнетитовых руд Лебяжинского месторождения на Урале.

Таким образом, рассмотрение ряда апатитоносных месторождений показывает, что осадочные накопления фосфора в виде фосфоритов или фосфористых железняков¹ в результате контактного или регионального метаморфизма, инъекционного и пневмато-гидротермального воздействия гранитоидов, а также под влиянием глубинного метаморфизма и переплавления — дают апатитовые концентрации и крупные месторождения апатитов или апатит-магнетитовых руд. В одних случаях первично-осадочный материал остается на месте или испытывает незначительные перемещения, в других — образуются апатитовые (с кальцитом, с магнетитом и др.) жилы и жилки, секущие дайки,

¹ Фосфор концентрируется в бурых железняках в виде штрэнгита $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; дельвоксита $\text{Fe}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; баррандита $(\text{Al}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; минералов группы вивианита, керченита, а также, подобно мышьяку, в сорбированном состоянии.

крупные межформационные инъекционные штоки, часто сопровождаемые формированием щелочных изверженных пород.

VII. Большой интерес, конечно, представляет проблема генезиса апатитовых месторождений Хибинских тундр, уникальных по своим масштабам и условиям залегания. На основании новых геологических фактов (Иванова, 1963), господствовавшее до последнего времени мнение о прямой генетической связи апатит-нефелиновых месторождений с интрузией ийолит-уртитов, к верхнему контакту которых будто бы и приурочены эти месторождения, должно быть исправлено и уточнено: теперь установлено, что породы комплекса ийолит-уртитов разновозрастны, три их субфазы — доapatитовые, а две — послеapatитовые, причем апатит-нефелиновые месторождения не сингенетичны ни с одной из этих субфаз и их пространственное размещение обусловлено «главным образом дорудными (доapatитовыми) тектоническими структурами, а не генетической связью с каким-либо определенным магматическим комплексом» (Иванова, 1963, стр. 270). Кроме этого, в период формирования ийолит-уртитов третьей субфазы и в период образования апатит-нефелиновых пород «происходит скачкообразное изменение химического состава магмы..., а не непрерывное, как это имеет место от умптекитов до мелкозернистых ийолитов второй субфазы» (там же, стр. 276). Апатит-нефелиновая «магма» характеризуется Т. Н. Ивановой как очень богатая летучими компонентами, способная тонко пропитывать вмещающие породы по трещинкам, макроскопически напоминая собою мигматиты, и как часто образующая породы такситового характера в связи с неравномерной перекристаллизацией и различной зернистостью апатита, нефелина, пироксенов. Это ставит ее в промежуточное положение между обычными силикатными магмами и пегматитовыми расплавами — растворами, рассматриваемыми как результат той же дифференциации «родоначальной магмы», от которой позже обособления апатитового расплава — раствора отщепились и ийолит-уртиты третьей субфазы.

Таким образом, апатит-нефелиновые породы занимают особое место в истории развития Хибинского щелочного массива; они не укладываются в естественный эволюционный ряд щелочных магматических пород и, кроме того, имеют такую структурно-текстурную (мигматическую, пегматоидную) специфику, которая допускает предположение об их выплавке из толщи более тугоплавких вмещающих материнских пород. Пространственные и парагенетические отношения апатит-нефелиновых и ийолит-уртитовых (третьей субфазы) пород в Хибинах, кроме того, очень напоминают по условиям залегания (пластообразные линзы, падение под углом 40°) и девонскому в обоих регионах возрасту парагенетические соотношения щелочных (и нефелиновых) сиенитов и апатит-магнетитовых руд на Кируне в Шведской Лапландии, где (см. выше) мощнейшая магнетит-apatитовая залежь имеет па-

лингенное происхождение и образовалась в результате глубинного плавления осадочных фосфористых железняков и их последующей инъекции. Подобный же генезис, по нашему мнению, имеют и Хибинские апатитовые месторождения, образовавшиеся, по-видимому, в результате глубинного плавления и инъекции материала древних мощных осадочных известково-фосфатных накоплений (фосфоритов). Из данных А. Е. Ферсмана (1931—1944), происхождение апатит-нефелиновой магмы остается неясным. Однако формирование щелочных плутонов Кольского полуострова он рассматривал как результат внедрения (в девонское время) глубинных расплавов и их дериватов не только в механически ослабленные зоны, но и в зоны особого химического состава и петрографического строения, облегчающие их проникновение. Такими наиболее благоприятными породами А. Е. Ферсман считал, конечно, линзы докембрийских известняков и доломитов, разложение и магматическая ассимиляция которых сопровождалась выделением больших количеств угольной кислоты, а также других летучих веществ (F , Cl , P_2O_5 , H_2O).

А. Е. Ферсман (1939) отмечал также, «как сложно протекают дифференциация и судьба фосфатов в магматических породах». В частности, важной особенностью является:

1) приуроченность почти 95% P_2O_5 в земной коре к апатитам и фосфоритам, при незначительной роли всех других минеральных форм фосфора; 2) относительная бедность фосфорной кислотой (P_2O_5 , %) кислых и основных изверженных пород и резкое обогащение ею меланократовых и щелочных пород (Берг, 1922):

Гранит ;	0,23	Лампрофиры	0,63
Аплит	0,11	Мелилитовые породы	0,97
Перидотит	0,12	Нефелиновые породы	1,05
Габбро	0,40	Ийолиты и уртиты . .	1,08 %

Систематизация материалов по генезису и условиям накопления фосфора при «магматической протокристаллизации» и при «телокристаллизации пегматитов» позволили Ферсману сделать обоснованный вывод о том, что наиболее крупные мировые месторождения апатита, в том числе Хибины, Высокая, Якупиранга, Альнё и др., «обнаруживают еще одно интересное явление — осаждение апатита в связи с воздействием известняков. Появление избыточного иона кальция в охлаждающемся массиве является, как правило, крупным осадителем апатита... Это явление ...особую роль играет в нефелино-сиенитовых породах, которые по своему генезису несомненно очень часто (но не всегда) связаны с породами карбонатного характера». В своих работах А. Е. Ферсман не раз подчеркивал геологическое и генетическое сходство месторождений апатитов в Хибинах и апатит-магнетитовых руд в Кируне, но происхождение и тех, и других он считал магматическим.

Мы же видим источник фосфора (Хибины) в древних осадочных накоплениях фосфоритов, подвергшихся переплавлению и внедрению.

С нашей концепцией согласуется и основанное на известной гипотезе Дэли предположение В. И. Влодавца (1933) о происхождении щелочных пород Хибин и Ловозера в результате ассимиляции гранитной магмой известняков и доломитов, с которыми во многих других районах часто, как отмечено выше, сочетаются и фосфатные отложения. Геологические условия и физико-химические закономерности, которым подчинены хибинские апатит-нефелиновые породы и руды, вполне согласуются с их магматической и инъекционной природой, но, по нашему мнению, эта магма палингенная; она представляет собой дифференциат щелочной магмы, формирующей весь Хибинский массив, а специфика ее состава унаследована от подвергшихся переплавлению древних фосфатоносных карбонатных осадочных толщ. Присутствие в ней и в сопутствующих щелочных породах редких элементов (Семенов, Холодов, Баринский, 1962) также связано с материнской фосфоритоносной осадочной толщей.

Фосфориты всегда содержат повышенные, сравнительно с кларками для осадочных пород, количества редких земель, которые могут входить в кристаллическую решетку тонкодисперсного апатита, изоморфно замещая часть кальция. Они, по-видимому, также сорбируются коллоидальным фосфатным веществом и примешанным к нему глинисто-железисто-углистым материалом, а главным образом концентрируются в глауконитах, почти всюду сопровождающих фосфориты.

Естественно, что и апатиты метаморфических (и палингенных) месторождений часто наследственно еще более значительно, чем осадочные фосфаты кальция, обогащены редкими землями и стронцием.

По данным И. А. Петерсилье (Петерсилье, 1963; Петерсилье и др., 1965), в изверженных и метаморфических породах Кольского полуострова содержатся небольшие количества C_{org} и рассеянного высокомолекулярного органического вещества. В частности, в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов имеется большое количество углеводородных газов, а также битумы нефтяного ряда, но они «не являются проявлением потока газов, движущегося от глубоко расположенного магматического очага к поверхности, а образовались в процессе формирования вмещающих горных пород». Так как органические битумы разлагаются в интервале $350-400^{\circ}C$ и не могут сохраняться в щелочных изверженных телах как посторонняя примесь, автор пришел к выводу о том, что здесь произошел неорганический синтез битумов и других углеводородов.

Все эти интересные данные, по нашему мнению, сами по себе отнюдь не отвергают и не могут отвергнуть осадочный генезис

исходного органического вещества, которым, как известно, богаты как фосфориты, так и сопровождающие их известняки и доломиты. Угледородные газы и битумы в щелочных изверженных породах Кольского полуострова могли, очевидно, синтезироваться неорганическим путем в основном за счет того углерода и водорода, которые имели своим источником органическое вещество, прошедшее предварительно стадию ассимиляции и разложения под влиянием высокой температуры в условиях палингенеза.

В ряду осадочных— метаморфических — палингенных фосфатных пород Хибинское месторождение занимает крайнюю генетическую позицию, обусловленную глубинной переработкой накопленного в осадочном цикле (хемогенного и органогенного) фосфатного и карбонатного материала.

Мы вполне разделяем совершенно скептическое отношение С. Тугута (1954) к возможности накопления в Хибинах «исключительно путем магматической сегрегации столь громадного количества фосфора». Этот исследователь видит источник фосфора в остатках многочисленной и разнообразной арктической фауны, которая большими массами гибла в докаледонскую эпоху от проникновения с юга теплых вод. «Неоднократно возобновлявшиеся (потом) извержения щелочной магмы способствовали поглощению древних осадочных пород вместе с громадным кладбищем, заключавшим остатки погибших морских существ. Судя по легкоподвижности и способности ийолит-уртитовой магмы проникать по тончайшим трещинкам горных пород, надо предполагать, что ее температура была достаточно высока для того, чтобы изобилующий фосфором и кальцием материал соответственно переварить и преобразовать» (Тугут, 1954, стр. 44).

Нигде в мире нет месторождений фосфоритов и апатитов, подобных по размерам Хибинским, только широко известные осадочные фосфоритовые залежи Флориды, Алжира, Туниса и СССР (Каратау) по своим масштабам и запасам достигают размеров месторождений Кольского полуострова.

VIII. Как известно, апатит в значительном (или даже обильном) количестве часто входит в состав минеральных продуктов карбонатитовых месторождений. Во многих из них он представляет важное полезное ископаемое, а в ряде случаев парагенетически связан и с жильно-инъекционными магнетитовыми рудами. Мы уже упоминали о перемещении апатита из первичных осадочно-метаморфических (apatit-роговообманковых) месторождений гидротермальными карбонатными растворами с формированием вторичных апатит-кальцитовых или апатит-доломит-анкеритовых жильных тел в зонах тектонических нарушений. Тем более широко перемещение фосфора может идти в условиях карбонатитового процесса. Наибольшее количество фосфора связано, по-видимому, с ранними, наиболее высокотемпературными кальцитовыми карбонатитами, а в доломитовых и анкеритовых

содержание апатита сильно снижается (Пожарицкая, 1962). Недавно получены убедительные экспериментальные определения физико-химических условий существования карбонатного расплава, т. е. карбонатитовой магмы. Уилли и Татл (Wyllie and Tuttle, 1960а, б) при изучении системы $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ установили при давлении 1000 бар и 675°C (или при 4000 бар и 640°C) наличие легко подвижной жидкости состава 65 CaO , 19 CO_2 , 16 H_2O , находящейся в равновесии с кальцитом, портландитом и паром. Добавление в эту систему Mg понижает температуру плавления до 625°C . Таким образом, очевидна возможность дифференциации многокомпонентной карбонатной магмы на кальцитовую, доломитовую, сидеритовую. Граниты и сланцы при давлении 4000 бар начинают плавиться при 660°C , а при добавке к воде 4 вес. % HF — даже при 590° . Все это указывает на то, что в зоне геосинклиналей и глубинных разломов карбонатные (часто с фосфатными, глауконитовыми и железорудными накоплениями) породы, эвапориты, сланцы и гнейсы могут частично расплавляться, и обогащенная редкими элементами (главным образом из силикатных, железистых и фосфатных пород) щелочная и карбонатитовая магма может подниматься в верхние структурные ярусы, сопровождаемая апатитовой, магнетитовой, редкометальной минерализацией, а также интенсивной гидротермальной деятельностью и метасоматическими преобразованиями. Все эти процессы, конечно, сильно облегчаются и активизируются присутствием летучих веществ («агентов-минерализаторов») — CO_2 (из карбонатов), P и F (из фосфоритов) и других, первоначально находившихся в составе осадочных пород.

Почти всегда сопровождаемые и парагенетически связанные с щелочными породами, апатитовые и апатито-магнетитовые месторождения карбонатитового типа имеют много общих геолого-генетических и геохимических черт с палингенными образованиями отмеченных выше апатито-магнетитовых и апатито-нефелиновых руд.

ВЫВОДЫ

Фосфор — типичный химический элемент осадочных толщ — образует в них различные по характеру и масштабам месторождения фосфоритов в результате процессов химического осаждения и биогеохимической концентрации.

В зонах контактного и регионального метаморфизма, деятельности гидротерм и магматических внедрений — за счет известково-фосфатного осадочного материала и сопровождающих его карбонатных и мергелисто-кремнистых пород происходит формирование почти мономинеральных апатитовых участков, апатитовых парасланцев и парагнейсов, эндоконтактно апатити-

зированных изверженных пород и их жильных дериватов, апатитовых и апатито-кальцитовых гидротермальных жил.

В результате глубинного метаморфизма и анатектического плавления (особенно в зоне крупных тектонических нарушений) фосфористых железняков, фосфоритов, глауконитовых и фосфатоносных кремнисто-карбонатных пород или при их ассимиляции гранитоидной магмой возникают условия для палингенового формирования и дифференцированного внедрения богатых летучими компонентами и содержащих редкие элементы щелочных или нефелиновых сиенитов и апатито-магнетитовых или апатито-нефелиновых магм и апатитоносных карбонатитов, проникновение которых в толщи верхнего структурного яруса обычно сопровождается широкими проявлениями метасоматических преобразований и гидротермальной деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. О контактовом метаморфизме фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1939, 24, № 3.
- Болдырев А. К. Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и горы Высокой на Урале.— Материалы Геол. комитета по общ. и прикл. геол., вып. 142. Л., 1930.
- Влодавец В. И. О двух апатитах Кукисвумчоррского месторождения в Хибинских тундрах.— Труды Аркт. ин-та, т. 12, 1933.
- Гиммельфарб Б. М. Состояние и задачи работ по фосфатной геологии.— Труды совещания по осадочным породам. Изд-во АН СССР, 1952.
- Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождений фосфоритов.— Труды ГИГХС, вып. 2. Госхимиздат, 1955.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, 1963.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Труды НИУИФ «Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений», вып. 145, 1939.
- Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме.— Труды ГИГХС, вып. 2, 1962.
- Литвиненко А. У. Особенности строения рудных залежей Керченского месторождения и закономерности распределения в них железа и марганца.— Геология рудных месторождений, 1959, № 4.
- Надарейшвили О. Ш. Петрология гранитоидов и кристаллических сланцев района верховьев р. Малый Зеленчук на Сев. Кавказе.— Автореф. канд. дисс., изд. Тбилисского ун-та, 1962.
- Петерсилье И. А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических породах Кольского полуострова. В кн. «Химия земной коры», т. I, 1963.
- Петерсилье И. А., Андреева Е. Д., Свешникова Е. В. Органическое вещество в горных породах некоторых щелочных массивов Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Пожарницкая Л. К. Геохимические особенности процесса формирования карбонатитов. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.
- Плошко В. В. Петрография Уруштенского магматического комплекса (Сев. Кавказ) и особенности связанной с ним минерализации — Автореф. дисс. Изд-во АН СССР, 1963.

- Сахарова М. С. Метаморфические апатитоносные породы архея южного Прибайкалья.— Труды Гос. ин-та горно-химич. сырья, вып. 2, 1955.
- Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах.— Геохимия, 1962, № 5.
- Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине.— Изв. «Дон» политехн. ин-та, т. XIV, горно-геол. отдел. Новочеркасск, 1930.
- Сердюченко Д. П. Старо-Крымский графитоносный район. Петрологическое исследование.— Труды ВИМС. М.— Л., 1935.
- Сердюченко Д. П. Железные руды Алданского горнопромышленного района. Изд-во АН СССР, 1952.
- Сердюченко Д. П. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Сердюченко Д. П. Апатиты осадочно-метаморфического происхождения в некоторых архейских породах Восточной Сибири. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Львов, 1956, вып. 3—4.
- Сердюченко Д. П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Сердюченко Д. П. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана. В кн. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн. «Вопросы седиментологии». Докл. сов. геологов на V конгр. по седиментологии в Копенгагене. Изд-во АН СССР, 1960а.
- Сердюченко Д. П. Генетические типы осадочно-метаморфических железных руд в докембрийских толщах Земли. В кн. «Прикладная геология». Докл. сов. геологов на XXI геол. конгрессе в Копенгагене. Госгортехиздат, 1960б.
- Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и (Fe—В—TR)-парагенез в древних платформах. Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 83, 1928.
- Табылдиев К. Т. Метаморфизм фосфоритов и вмещающих пород месторождения Чулакту.— Труды ин-та геол. наук Каз. ССР, т. 4, 1961.
- Тугут С. Апатито-нефелиновые интрузии Хибинских тундр и их происхождение.— Бюлл. Польской АН, отд. III, т. 2, № 1. Варшава, 1954.
- Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. В кн. «Хибинские апатиты», т. 3. Л., ГОСНТИ, 1931.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, ОНТИ, 1939.
- Ченцов И. Г. О некоторых формах миграции фосфора.— Труды ин-та геол. рудн. месторож., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 99. Изд-во АН СССР, 1963.
- Asklund B. Apatitjärnmalmernas differentiation.— Geol. Fören. Förhandl., 1949, 71, 127.
- Geijer P. The iron ores of the Kiruna type.— Sver. Geol. Unders. Ser. C, 1931, No 367.
- Geijer P. Die nordschwedischen Eisenerze und verwandte Lagerstätten als Beispiele eruptiver Spaltungsprozesse.— Geol. Rundschau, 1935, 26, 351.
- Geijer P. Apatitjärnmalmernas differentiation. Diskussionsinlägg.— Geol. Fören. Förhandl., 1949, 71, 185.
- Geijer P. and Magnusson N. Geological history of the iron ores of Central Sweden.— XVIII Sess. Internat. Geol. Congr., Great Britain, 1948, Part XIII, 1952.

- Greig J. W. On liquid immiscibility in the system FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 .—*Amer. Jour. Sci.*, 5th Ser., 1927, 14.
- Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. A study on iron ore formation.—*Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, 1948, No 496.
- Landergren S. Om apatitjärnmalmernas bildningsbetingelser.—*Geol. Fören. Forhandl.*, 1949, 71, No 2, 293—302.
- Landergren S. The distribution of boron in some Swedish sediment rocks and iron ores. The boron circle in the upper lithosphere.—*Ark. kemi, mineral., geol.*, A, 1945, 19, No 26.
- Wyllie P. J. and Tuttle O. F. Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites.—21 Internat. Geol. Congr., 1960a, pt. 13, Copenhagen.
- Wyllie P. J. and Tuttle O. F. Melting in the earth's crust.—21 Intern. Geol. Congr., pt. 18. Copenhagen, 1960.
- Vogt J. H. L. On the Genesis of the iron ore deposits of Kiruna type.—*Geol. Fören. Forhandl.*, Stockholm, 1927.
- Vogt J. H. L. Magmas and igneous ore deposits.—*Economic Geology*, 1926, No 3, 207—233; No 4, 309—332; No 5, 469—497.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И TR-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ АЛДАНА И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Высокоглиноземистые метаморфические породы изучались нами на Кольском полуострове и на Алданском щите.

Д. П. Сердюченко обратил наше внимание на то обстоятельство, что высокоглиноземистые метаморфические породы, являясь по существу первичноосадочными, свидетельствуют о высокой степени первичноосадочной дифференциации, в результате которой возможна концентрация не только глинозема, но и близких по своим свойствам к алюминию таких акцессорных элементов, как редкие земли, галлий, бор, скандий и др. В связи с этим высокоглиноземистые породы стали нами изучаться более пристально.

Был произведен парагенетический анализ, который явился существенной частью работы, так как позволил вскрыть физико-химическую сторону метаморфизма и связь последнего с геохимией отдельных элементов.

За период 1963—1964 гг. в восточных и западных Кейвах нами были сделаны детальные разрезы и собрана большая коллекция образцов метаморфических пород. Геология этого района изучена довольно детально и отражена в работах П. В. Соколова (1940), И. В. Белькова (1963). Однако исследований, посвященных парагенетическому анализу и геохимии кейвской толщи, имеется мало. Наша работа преследует цель в какой-то мере восполнить этот недостаток и осветить некоторые вопросы петрологии и геохимии пород кейвской свиты.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

В кейвской метаморфической серии выделяются в настоящее время два крупных комплекса пород. Нижний из них — это гнейсовый комплекс, представленный относительно однообразными биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами.

Второй, верхний комплекс, слагающий собственно свиту кейв, представлен разнообразными кристаллическими сланцами, преимущественно высокоглиноземистыми. В западных кейвах выше глиноземистых сланцев появляются еще венчающие разрез про-

слои существенно карбонатных, магнезиально-известковых пород. Комплексы имеют постепенные границы друг с другом, а в целом представляют единую толщу первичноосадочных пород, впоследствии метаморфизованных, но сохранивших все признаки первично-осадочных суперкрустальных комплексов с прекрасной литологической стратификацией прослоев и пачек метаморфизованных пород. Вся толща собрана в крупную синклинальную структуру субширотного простирания.

Собственно кейвский сланцевый комплекс начинается пачкой А, сложенной ставролит-гранатовыми и мусковитовыми сланцами мощностью 10—30 м. Выше по разрезу пачка Б сложена слюдяно-кианитовыми, кианитовыми, ставролит-кианитовыми породами. Их положение в разрезе находится в приведенной последовательности. Мощность пачки 30—300 м. Пачка В сложена мусковитовыми кварцитами мощностью 10—60 м, на которых залегают порфиробластовые ставролитовые сланцы мощностью 250 м. Следующая пачка Д представлена слюдяно-кварцевыми сланцами, двуслюдяными сланцами, иногда с кианитом и ставролитом мощностью 250 м. В западных кейвах обнаруживается еще пачка Е существенно карбонатного доломитового состава и пачка Ж пестрого состава.

Таким образом, разрез довольно типичен для первичноосадочного комплекса. Породы нижнего гнейсового комплекса характеризуются некоторым средним составом, типичным для слабо дифференцированного терригенного материала. Для сланцевого комплекса пачек А, Б, В, Г, Д характерно наличие чистого кварцевого и кварц-глиноземистого материала с некоторой примесью железа и ничтожным содержанием остальных компонентов. Это можно расценивать как обособление в ходе осадочного процесса кремнезема и полуторных окислов (Al_2O_3 , Fe_2O_3). При наличии большого количества углистого вещества часть окисного железа была восстановлена до закисного. Наконец, в верхах разреза — пачки Е и Ж — можно заметить, что кремнеземистость падает, падает и содержание полуторных окислов. Однако содержание извести и магнезии увеличивается, т. е. верхи разреза знаменуют собой завершающую стадию осадочной дифференциации — обособление и появление карбонатных пород.

Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы относятся к главным представителям нижнего гнейсового комплекса. Это серые и светло-серые среднезернистые породы, очень часто полосчатой текстуры, почти всегда разгнейсованные. Гнейсоватость выражается ориентированным расположением листочков слюды. Гранат распределен неравномерно, его содержание сильно меняется от слоя к слою, он часто образует порфиробласты до 0,5—0,8 мм в поперечнике.

Минералогический состав гнейсов определяется следующими главными минералами: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит,

гранат. Количественные соотношения минералов подвержены значительным колебаниям и меняются даже в одном образце от слоя к слою. Из вторичных минералов отмечается эпидот, сфен, хлорит, кальцит.

Микроскопически наблюдается гранобластовая или лепидогранобластовая структура. Видно, что в основной кварц-полевошпатовой массе выделяются ориентированные листочки слюды и порфиробласты граната, иногда с намечающейся кристаллографической огранкой. Гранат имеет розовый цвет, по составу относится к альмандину с небольшой примесью спессартинового, пиропового иgrossулярового компонентов. Биотит обычный, имеет довольно высокие показатели преломления и относится к высокожелезистым разностям, $N_m = 1,620—1,640$. Плагиоклаз относится к олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Из акцессорных минералов необходимо отметить циркон, апатит, магнетит, ильменит, графит, пирит, редко ортит (встречен в двух образцах). Апатит встречается в виде редких округлых зерен. Ильменит довольно обилен, по нему иногда развивается лейкоксен и рутил. Ортит образует игольчатые кристаллы бурого цвета, частично изотропные.

Ставролитогранатовые сланцы относятся уже к сланцевому комплексу, к пачке А. Это порфиробластовая порода, в лепидогранобластовой основной массе которой выделяются крупные порфиробласты ставролита и граната. Минеральный состав: кварц, ставролит, гранат, биотит, мусковит. В темных разностях присутствует углистое вещество. Из акцессорных и второстепенных минералов необходимо отметить хлорит, апатит, циркон, рудные минералы. Ставролит образует крупные беспорядочно ориентированные кристаллы, которые содержат многочисленные пойкилитовые включения кварца, слюды, ильменита, углистого вещества. Некоторые кристаллы ставролита имеют отчетливое зональное строение. Внутренняя зона переполнена вростками других минералов, внешняя зона более чистая. Ставролит имеет следующие показатели преломления: $N_g = 1,750$; $N_p = 1,735$.

Гранат образует крупные порфиробласты или неправильные зерна розового цвета с пойкилитовыми вростками кварца и слюды. По составу является существенно альмандиновым. В породе содержится немного биотита (5—10%); присутствует также мусковит, но не во всех образцах.

Содержание акцессорных минералов — ортита, апатита, циркона в гранат-ставролитовых сланцах ничтожно. Обычно это — отдельные зерна. Довольно много углистого вещества и рудных минералов (ильменита).

Серицитовые кварциты обособляются по разрезу выше ставролитгранатовых сланцев и образуют четко выраженный горизонт. Серицитовые кварциты отчетливо слоисты с чередованием серицитовых слоев и серых слоев, обогащенных углистым веще-

ством. Нижние части кварцитов тонкослоисты, в верхних частях отмечается грубая и менее определенная слоистость.

Структура породы гранобластовая, гетеробластовая, нередко с линзовидной ориентировкой крупных зерен кварца. Минеральный состав: кварц, серицит, присутствует иногда кианит, рутил, ильменит, углистое вещество, редко ортит.

Серицит образует агрегаты и скопления тонких чешуек, которых особенно много в плоскостях сланцеватости. Ортит образует очень удлиненные, тонкие кристаллы беспорядочно ориентированные. Обычно ортит имеет красновато-бурый цвет, иногда с зеленоватым оттенком, как правило изотропен.

Резко идиоморфные, игольчатые зерна ортита говорят за то, что это не первично-осадочный ортит кварцевых песков, а новообразованный ортит, возникший в период регионального метаморфизма при общей перекристаллизации породы.

Кианитовые сланцы свиты кейв относятся к пачке Б высокоглиноземистых пород. По внешнему виду это темные, почти черные породы, существенно сложенные кианитом, который образует волокнистые, шестоватые и просто массивные агрегаты с одиночными выделениями крупных кристаллов кианита и отдельными обособлениями сноповидного, радиальнолучистого и конкреционного кианита. Темная окраска породы вызвана значительной (до 3,5%) примесью углеродистого вещества. Это вещество специально изучалось В. И. Гинзбургом и А. И. Горшковым (1961). Авторы приходят к выводу о том, что в настоящее время это графит, возникший при метаморфизме органогенного углерода.

Структура породы лепидобластовая или порфиروبластовая. Минеральный состав: кианит (40—60%), кварц (40—50%), мусковит (5—10%); из акцессорных и второстепенных минералов присутствуют ильменит, рутил, ортит, редко гранат, плагиоклаз, циркон.

Породы чрезвычайно разнообразны по морфологическим типам выделений кианита. Отмечаются спутанноволокнистые, радиальнолучистые, сноповидные, фибролитовые, конкреционные обособления кианита. Отмечаются также квадратные параморфозы кианита по хиастолиту.

Кианит-ставролитовые сланцы тесно ассоциируют с кианитовыми сланцами, с одной стороны, и ставролит-гранатовыми, с другой. Это темно-серые, почти черные породы массивной или сланцеватой текстуры с многочисленными порфиробластами кианита и ставролита. Минеральный состав породы: кианит, ставролит, кварц, мусковит, изредка плагиоклаз, биотит. Из акцессорных минералов отмечен апатит, циркон, рутил, рудный минерал, ортит.

Кианит образует призматические, таблитчатые кристаллы. Зерна ставролита окружают крупные таблицы кианита. Мелко-

зернистые агрегаты кварца загрязнены углистым веществом. Изредка наблюдаются крупные зерна чистого кварца, по-видимому, более позднего. Ставролит запылен углистым веществом, включает многочисленные вроски кварца, рудного минерала, иногда ортита. Плагиоклаз всегда обнаруживается в ставролит-кианитовых сланцах, по составу относится к олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Ортит наблюдается в виде мелких зерен. Включенный в биотите ортит окружен типичными плеохроичными двориками. Цвет ортита бурый, красно-бурый, встречены как изотропные, так и анизотропные ортиты. Биотита в породе мало, он образует отдельные пластинки и агрегатные скопления. Иногда можно наблюдать развитие биотита по трещинкам в ставролите. Циркон и апатит присутствуют в ничтожно малом количестве.

Хлоритовые сланцы изредка встречаются в разрезе кейвской свиты. Это отчетливо сланцеватые породы темно-зеленого цвета. Структура сланцев лепидобластовая. Минеральный состав: кварц (50%), хлорит (30—50%), биотит (10%), присутствует иногда мусковит. Изредка в породе можно наблюдать редкие зерна граната, ортита, циркона. Судя по химическим анализам хлоритовых сланцев (см. табл. 1; Бельков, 1963), они отличаются от других пород кейвской свиты повышенной магнезиальностью. В то время как в других породах магнезии содержится доля процента, в хлоритовых сланцах содержание окиси магния достигает 13%. Высокая магнезиальность этих пород обуславливает появление в них хлорита вместо граната и ставролита.

Мусковитовые кварциты образуют широкую гряду четко выделяющихся сопок и хорошо обособляются в разрезе. Относятся они к пачке В. Это грубозернистые породы белого или светло-серого цвета, грубо слоистые. Структура гранобластическая. Минеральный состав: кварц (90%), мусковит (5—10%), присутствуют в небольшом количестве полевые шпаты, биотит, циркон, апатит, рутил, рудные минералы.

Мусковит образует отдельные пластинки и скопления по плоскостям сланцеватости и в основной массе кварцита. Встречаются отдельные листочки биотита. Циркон и апатит наблюдаются в виде редких мелких зерен.

Мусковитные кварциты известны и выше по разрезу, в пачке Д, но там они не образуют непрерывной полосы, а наблюдаются в виде отдельных разорванных прослоев и линз. Для мусковитовых кварцитов пачки Д характерна примесь кианита, ставролита. Из аксессуарных минералов отмечается турмалин.

Порфиробластовые ставролитовые сланцы залегают выше кварцитов пачки В. Это — крупнокристаллические породы порфиробластовой структуры, светло-серые, иногда розоватые. В кварц-полевошпатовой основной массе выделяются крупные беспорядочно ориентированные кристаллы ставролита.

Минеральный состав: кварц (30—50%), ставролит (20—40%), плагиоклаз (10—15%), мусковит (20—30%). Из акцессорных минералов присутствует апатит, циркон, эпидот, ортит, графит, ильменит.

Ставролит образует хорошо сформированные кристаллы с типичными крестообразными двойниками, содержит многочисленные пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза, ильменита. Плагиоклаз образует округлые зерна, полисинтетически сдвойникован, по составу относится к олигоклаз-андезину. В породе довольно много ильменита (1—3%). Циркон и апатит образуют мелкие идиоморфные зерна. Ортит встречается отдельными зернами, слабо анизотропен. В некоторых образцах ставролит-плагиоклазовых гнейсов присутствуют зерна и порфиновые выделения кианита.

Двуслюдяные сланцы и гнейсы появляются в верхах разреза в пачке Д. Здесь же присутствуют и чисто мусковитовые гнейсы и мусковитовые кварциты. Двуслюдяные сланцы и гнейсы — это светло-серые среднезернистые, сланцеватые породы полосчатой текстуры. Структура гранобластовая и лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (40—50%), полевые шпаты (10—15%), мусковит (10%), биотит (10%). Из акцессорных присутствуют апатит, циркон, рутил, графит, рудный минерал. Ортит в этих породах не был обнаружен. Плагиоклаз относится к олигоклазу. Биотит образует многочисленные бурые пластинки и по составу относится к средне-железистым разностям $Nm = 1,590$.

Мусковитовые сланцы содержат значительное количество мусковита (до 50%) и кварц. Кварц образует вытянутые зерна, ориентированные по сланцеватости. Из акцессорных минералов в мусковитовых сланцах наблюдается циркон, апатит, эпидот.

Карбонатные породы толщи Е нами не изучались. Судя по литературным данным, они представлены доломитовыми известняками. Содержат доломит, кальцит, диопсид, кварц, флогопит, мусковит, эпидот.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В настоящее время известно большое число химических анализов пород кейвской свиты. Несколько анализов было сделано также нами (табл. 1). В совокупности с анализами других авторов они позволяют сделать некоторые выводы об особенностях химизма рассматриваемых пород.

Анализы биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов нижнего гнейсового комплекса показывают, что породы по содержанию основных компонентов относятся к средним породам с близким, но небольшим преобладанием глинозема над суммой кальция и щелочей. По соотношению железа и магния это существенно железистые породы. Такой состав биотитовых и биотит-гранатовых

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород кейвской свиты, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	79,20	65,12	53,34	61,36	82,52
TiO ₂	0,30	0,64	0,15	0,94	0,38
Al ₂ O ₃	9,22	22,40	16,77	26,63	10,16
Fe ₂ O ₃	1,87	3,07	1,40	2,64	1,14
FeO	3,15	5,18	6,95	1,68	0,50
MgO	0,15	0,23	14,54	0,38	0,37
CaO	1,86	0,55	0,11	1,25	0,46
Na ₂ O	2,42	0,62	0,30	1,72	1,15
K ₂ O	0,66	0,28	0,38	1,11	2,28
MnO	0,10	Следы	0,12	0,05	0,05
H ₂ O ⁻	0,78	1,22	5,86	2,10	0,90
P ₂ O	Следы	0,05	0,00	Следы	0,05
С у м м а . .	99,71	99,36	99,92	99,86	99,96

Аналитик О. И. Иванова

1—обр. 011. Биотит-гранатовый гнейс; состав: кварц-плагиоклаз, гранат, биотит, микроклин; 2—обр. 028. Ставролит-гранат-слюдяной сланец пачки А; состав: гранат, ставролит, кварц, биотит; 3—обр. 033. Хлоритовый сланец пачки А; состав: хлорит, кварц, биотит; 4—обр. 043. Ставролит-кианитовый сланец пачки Б; состав: кварц, плагиоклаз, ставролит, кизнит; 5—обр. 045. Двуслюдяной сланец пачки Д; состав: кварц, мусковит, плагиоклаз, биотит.

гнейсов вполне согласуется с особенностями минералогического состава пород с железистыми гранатами и биотитами, кислым плагиоклазом и относительно небольшим содержанием микроклина.

Расположенные выше по разрезу ставролит-гранатовые сланцы характеризуются гораздо большей глиноземистостью, высокой железистостью при низком содержании магнезии, кальция и щелочей. Кианитовые сланцы продуктивной толщи сложены в сущности двумя компонентами — кварцем (60—70%) и глиноземом (25—35%) при небольшой примеси железа и ничтожнейших примесях других элементов.

Несколько отличаются по своему составу от прочих пород хлоритовые сланцы. Помимо кварца, глинозема и железа, они содержат также значительное количество (до 14%) магнезии. Высокая магнезиальность этих пород обуславливает появление в них хлорита вместо альмандина и ставролита.

Ставролит-кианитовые сланцы, как и все высокоглиноземистые породы, содержат большое количество глинозема в своем

составе. В них много железа и очень мало магнезии (0,40%). Повышенное содержание кальция (1,25%) и натрия (1,72%) обуславливает появление плагиоклаза.

Двуслюдяные сланцы верхней части разреза характеризуются умеренным содержанием глинозема, но несколько повышенным содержанием калия (2,28%), который идет на образование мусковита.

Составы главных породообразующих минералов свиты кейв в настоящее время известны. Нами сделаны анализы сосуществующих вместе ставролита, граната и биотита из ставролит-гранатового гнейса (табл. 2). Известны также из литературных

Т а б л и ц а 2

Химический состав граната, ставролита и биотита из ставролит-гранат-биотитового сланца (обр. 042)

Компонент	6	7	8
SiO ₂	26,40	37,64	38,46
TiO ₂	0,32	0,14	1,54
Al ₂ O ₃	53,70	20,79	20,32
Fe ₂ O ₃	4,65	0,39	1,86
FeO	11,22	33,52	17,90
MnO	0,10	3,58	0,05
MgO	1,45	2,23	7,04
CaO	0,77	1,66	0,21
Na ₂ O	0,05	—	0,57
K ₂ O	0,02	—	7,78
H ₂ O ⁺	1,20	—	4,20
С у м м а . . .	99,88	99,95	99,93
f	85	90	61

Аналитик О. И. Иванова

6—ставролит из обр. 042; 7—гранат из обр. 042; 8—биотит из обр. 042.

источников анализы гранатов, ставролита, биотита, мусковита, хлорита. К сожалению, эти анализы единичны и не характеризуют состав минералов в предельных ассоциациях.

Как видно из анализов, гранат из пород свиты кейв относится к альмандиновым. Содержание альмандинового компонента абсолютно преобладает над всеми другими. Помимо альмандинового компонента (78%) присутствует спессартиновый (8%), пироповый (9%) и, несмотря на то, что породы являются высокоглиноземистыми,— кальциевый компонент (гроссуляр-андрадит

в количестве 5%). Довольно значительное количество спессартинового компонента прежде всего характеризует принадлежность гранатов к амфиболитовой фации. Многочисленными работами сейчас доказано, что большая примесь спессартинового компонента характерна для гранатов низкотемпературных — амфиболитовой и зеленосланцевой — фаций.

В более высокотемпературных фациях — гранулитовой и эклогитовой — содержание спессартинового компонента в гранатах ничтожно.

Гранат в породах кейвской свиты является главным концентратом железа. Его железистость $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ определяется в 85—95%.

Ставролит менее железист, чем гранат, поэтому в сравнении с гранатом его необходимо считать более магнезиальной фазой.

Биотиты из пород свиты кейв достаточно обычны. Все это высокожелезистые биотиты, хотя по сравнению с гранатом и ставролитом их железистость ниже. Биотиты концентрируют в своем составе значительную (1—1,5%) примесь титана.

Т а б л и ц а 3

Железистость (в %) сосуществующих минералов

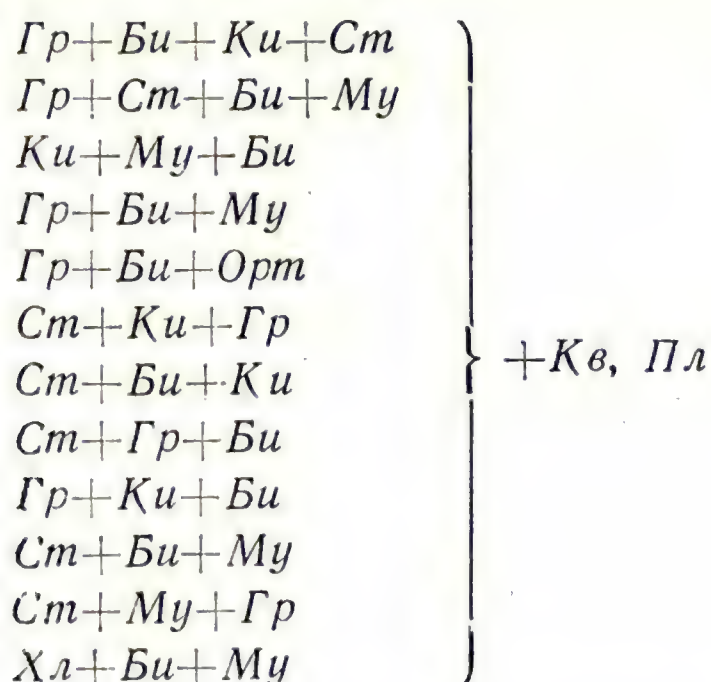
Минерал	Лутц (см. наст. сборник)	Миширо, 1953	Лебедев, 1964	Гринн, 1963	Масленников и др., 1961	Великолавинский, Петров, 1964	Прияткина, Дагелатский, 1963
Гранат . . .	90,0	86,0	90,0	86,5; 87,0	81,5	94,0	82,0
Ставролит .	85,0	78,0	81,0	79,3; 77,0	73,5	92,0; 77,0	75,0
Биотит . .	61,0	—	57,0	53,1	—	44,0	—

В табл. 3 приведена железистость сосуществующих гранатов, ставролитов и биотитов как по нашим, так и по литературным данным. Это позволяет построить корреляционную диаграмму составов сосуществующих гранатов, ставролитов и биотитов по их железистости (рис. 1). Диаграмма показывает, что составы сосуществующих минералов в глиноземистых породах амфиболитной фации взаимосвязаны. Наибольшей железистостью обладает гранат, менее железист — биотит.

Плагиоклаз в рассматриваемых породах относится к кислым разностям олигоклазового и олигоклаз-андезинового состава.

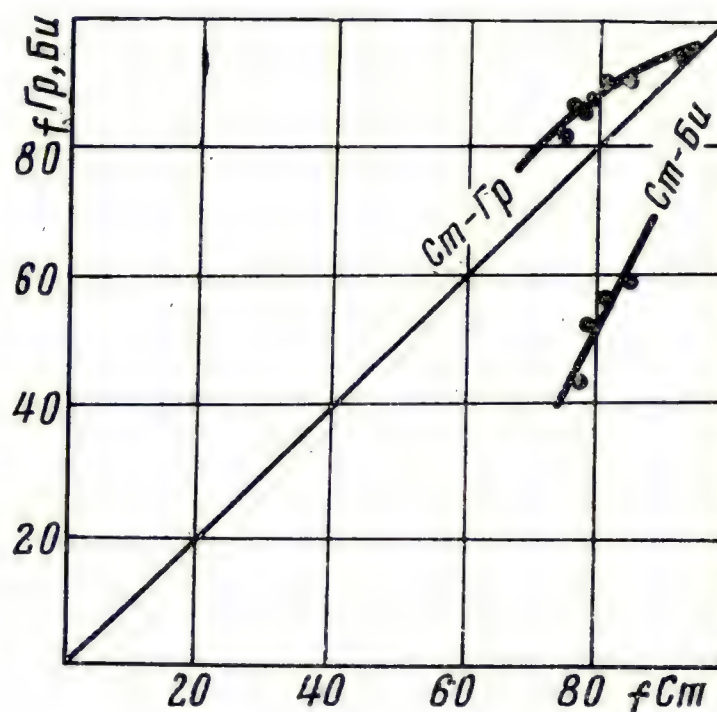
Петрографическое исследование кейвских пород показывает, что для этого региона характерны следующие минеральные ассо-

циации с большим числом минералов:

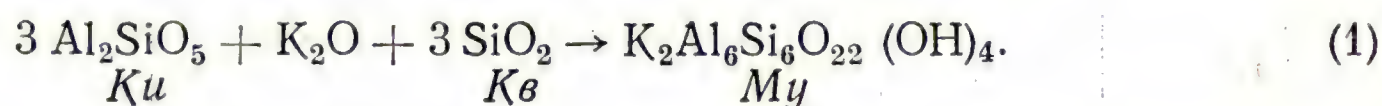


Интересным является то, что в породах с кварцем встречаются кианит, мусковит и микроклин, а также присутствуют промежуточные ассоциации $Ки+Му+Кв$ и $Орт+Му+Кв$. Наличие

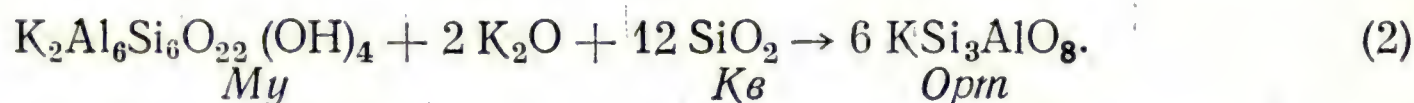
Рис. 1. Корреляционная диаграмма железистости сосуществующих минералов: граната, ставролита и биотита



устойчивой ассоциации кианита с кварцем и мусковита с кварцем свидетельствует об очень низкой активности калия в этих условиях. Если бы потенциал калия был достаточно высок, то обязательно произошла бы реакция:



А при еще более высоком потенциале калия произошла бы реакция:



Как видно из петрографического описания, в сланцевом комплексе при небольших концентрациях калия вполне устойчив кианит с кварцем и мусковитом. В гнейсовом комплексе, где содержание калия в породах значительно выше, кианит отсут-

ствуется, но зато есть микроклин, содержащий больше калия, чем мусковит. Так как реакции (1) и (2) не идут до конца, приходится признать, что калий является инертным компонентом и что концентрация калия в породах очень влияет на наличие тех или иных парагенезисов.

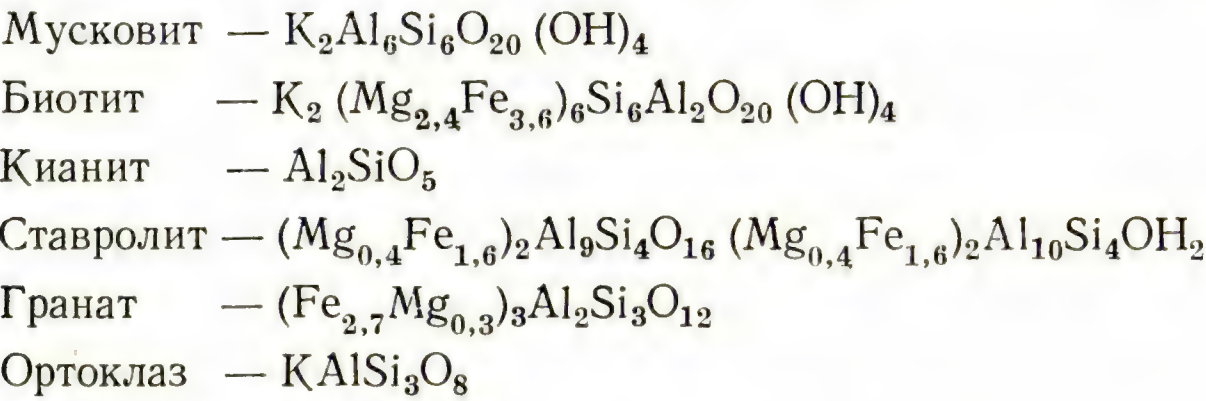
В целом рассматриваемые системы содержат следующие виртуальные компоненты: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O и подвижную H_2O ; CaO и Na_2O практически содержатся только в плагиоклазе, поэтому их можно исключить из рассмотрения как обособленный компонент.

При построении парагенетической диаграммы для сланцевого комплекса можно принять следующую невариантную ассоциацию: кианит, гранат, ставролит, биотит, мусковит, кварц.

Все эти минералы в тех или иных сочетаниях встречаются в сланцевом комплексе свиты кейв. Такая невариантная ассоциация соответствует низкому содержанию калия.

Парагенетическую диаграмму строим для системы SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO при подвижном OH^- и условно подвижном K^+ .

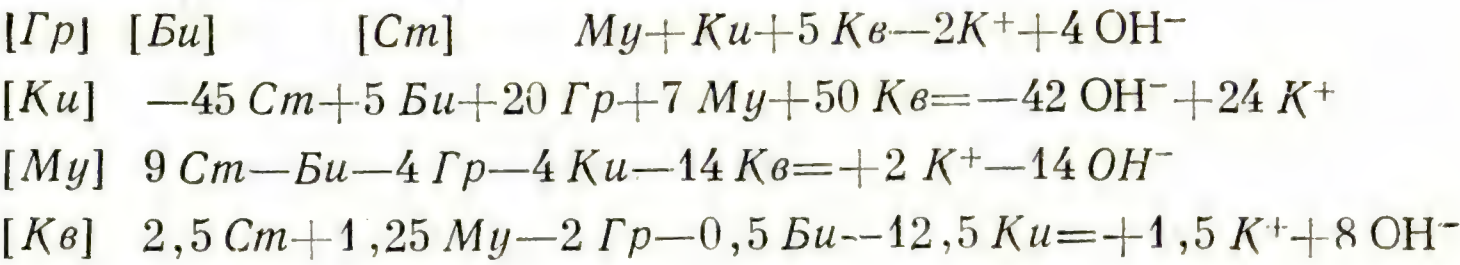
Согласно данным, приведенным в табл. 2, принимаем железистость граната 90%, ставролита 80%, биотита 60%. Для простоты используем упрощенные формулы минералов в следующем виде:



Матрица для расчета лучей имеет вид:

	SiO_2	$\frac{1}{2} \text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	$\frac{1}{2} \text{K}_2\text{O}$	OH
<i>Кв</i>	1	0	0	0	0	0
<i>Ки</i>	1	2	0	0	0	0
<i>Гр</i>	3	2	2,7	0,3	0	0
<i>Би</i>	6	2	3,6	2,4	2	4
<i>Му</i>	6	6	0	0	2	4
<i>Ст</i>	4	9	1,6	0,4	0	2

Рассчитанные уравнения реакций следующие:



В гнейсовом комплексе в парагенезисах появляется еще и микроклин. Естественно, взаимная устойчивость кианита, мусковита и калишпата в кварцсодержащих породах определяется химическими потенциалами OH^- и K^+ . Вторая нонвариантная точка демонстрирует устойчивость кианита, мусковита и микроклина в зависимости от потенциалов OH^- и K^+ . При низких потенциалах калия и воды устойчив кианит с кварцем, при среднем потенциале калия и повышенном потенциале воды устойчив мусковит с кварцем. При высоком потенциале калия — устойчив микроклин.

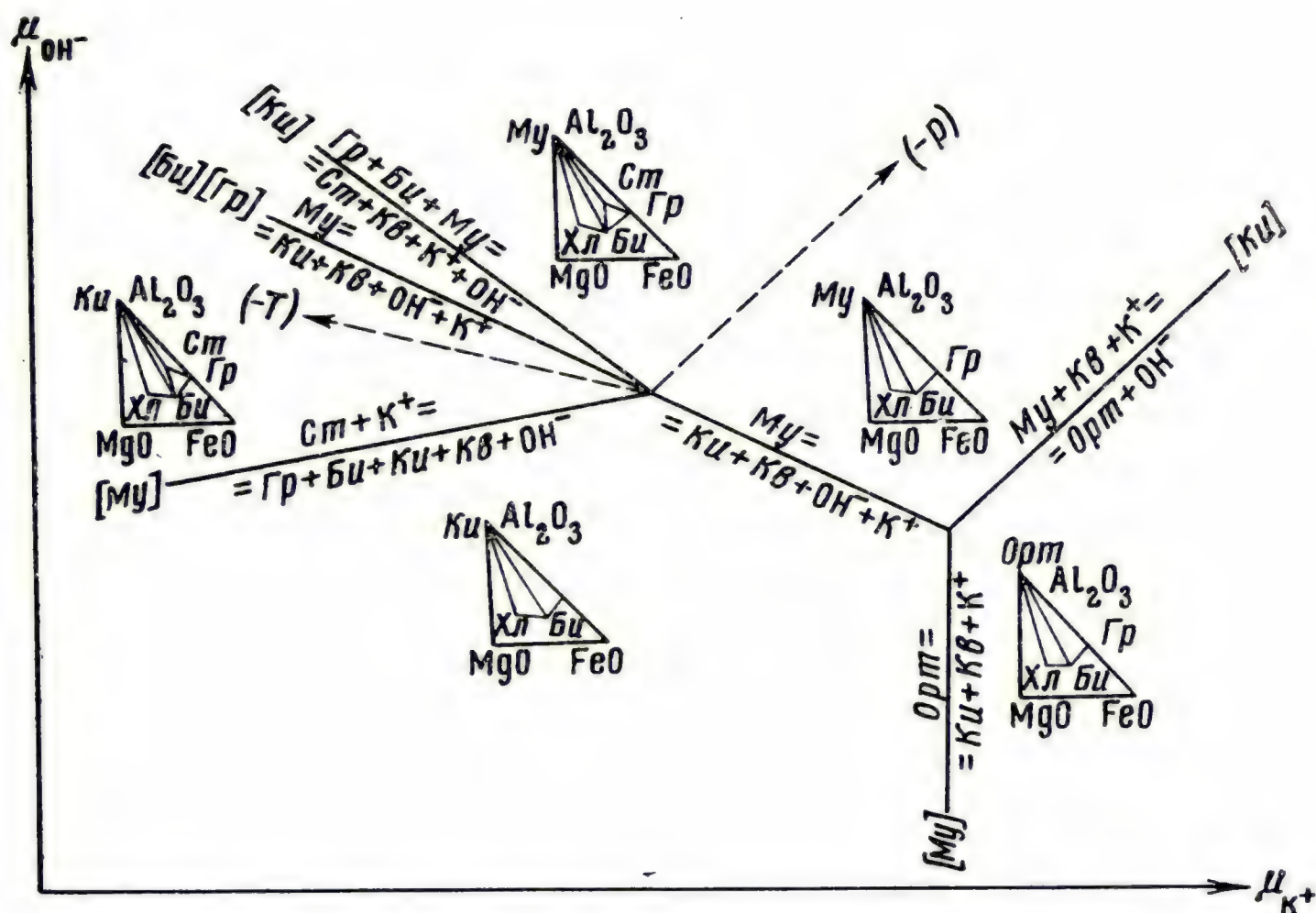


Рис. 2. Парагенетическая двухпучковая диаграмма для высокоглиноземистых пород кейвской свиты в координатах μ_{K^+} и μ_{OH^-}

На рис. 2 изображена построенная пучковая диаграмма. Она выражает зависимость парагенезисов от потенциалов калия и воды, а треугольные диаграммы показывают зависимость парагенезисов от содержания глинозема, магнезии и железа.

Поле I и II соответствует парагенезисам пород кейвской сланцевой свиты: кианит-ставролитовым, кианит-гранатовым, ставролит-гранат-биотитовым сланцам. Такие парагенезисы возможны при низком химическом потенциале калия и воды. С увеличением потенциала воды и калия в перечисленных парагенезисах появляется мусковит — поле II.

Необходимо отметить, что калий мы приняли за условно подвижный компонент, на самом деле он инертен, поэтому переход кианита с кварцем в мусковит осуществляется не мгновенно, а весьма постепенно. В зависимости от количества калия в породе

возможны широкие вариации количественных соотношений кианита и мусковита, что и наблюдается в кейвских сланцах.

В поле *III* и *IV* при низком потенциале воды или высоком потенциале калия становится невозможной кристаллизация ставролита и появляются парагенезисы кианит-гранат-биотит и мусковит-гранат-биотит.

В поле *III* и *II* при высоком потенциале воды возможна кристаллизация двуслюдяных гнейсов и сланцев, которые весьма характерны для верхов сланцевой толщи, а именно для пачки Д.

Поле *V* характеризует условия кристаллизации при высоком потенциале содержаний калия и относительно низком потенциале воды. Условия этого поля и парагенезисы соответствуют породам нижнего гнейсового комплекса с широким развитием микроклинсодержащих биотит-гранатовых гнейсов.

Таким образом, диаграмма показывает, что ставролит устойчив при высоком потенциале воды и низком потенциале калия. С увеличением потенциала калия ставролит становится неустойчивым. В связи с этим ясно, что ставролит не может быть в парагенезисе с калишпатом. В геологической литературе также не отмечается ставролит с калишпатом.

Кианит с кварцем устойчив при низком потенциале калия и воды. Как показывает бескварцевый луч, в бескварцевых парагенезисах поле кианита расширяется и кианит остается устойчив и при высоком потенциале калия.

Фигуративная точка хлорита лежит на парагенетическом треугольнике в магнезиальной части. Поэтому, если в разрезе появляются протсилы относительно магнезиальные, то, естественно, среди пород кейвской свиты образуются хлоритовые и слюдяно-хлоритовые сланцы.

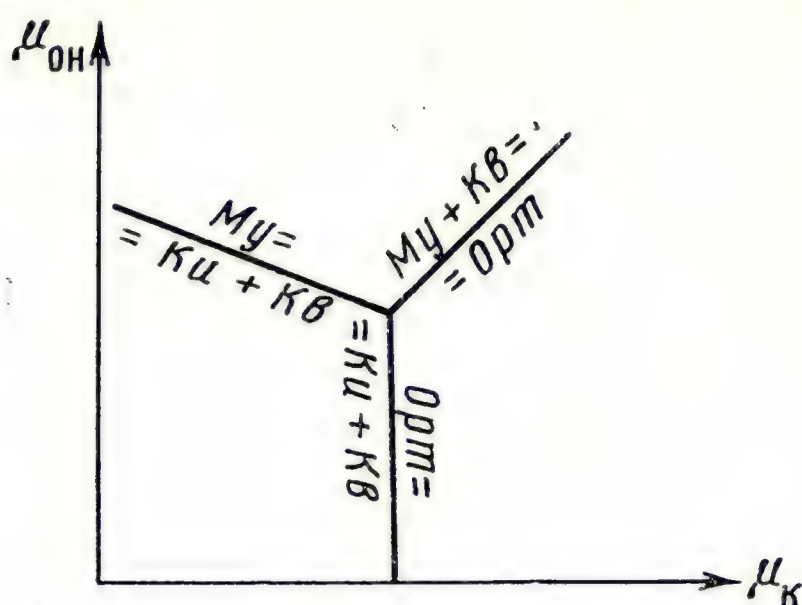
Парагенетическая диаграмма рассмотрена нами при условии постоянства температуры и давления. Но изменение давления и температуры тоже сказывается на устойчивости тех или иных парагенезисов. Поэтому рассмотрим влияние давления и температуры подробнее.

Влияние давления и температуры

Рассмотрим систему, сложенную компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , H_2O , в которой кристаллизуются кварц, калишпат, кианит, мусковит. Экстенсивные параметры системы — концентрации SiO_2 и Al_2O_3 . Интенсивные параметры: p , T , μ_{K^+} , μ_{OH^-} . Рассмотрим несколько случаев.

1. При $p = \text{const}$ и $T = \text{const}$ ассоциация Kv , Ku , Mu , Ort является невариантной и все минеральные превращения определяются изменением параметров μ_{K^+} и μ_{OH^-} . При постоянных p и T можно построить пучковую диаграмму, которая будет демонстрировать

Рис. 3. Устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в зависимости от потенциалов OH^- и K^+



устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в зависимости от потенциалов калия и воды (рис. 3).

2. При условии $p = \text{const}$, T — переменная величина, ассоциация Кв , Ки , Му , Орт будет уже моновариантной. В пространственной диаграмме с осями интенсивных параметров $\mu_{\text{K}^+} - \mu_{\text{OH}^-} - T$ ассоциация Кв , Ки , Му , Орт будет располагаться на пунктирной линии (рис. 4).

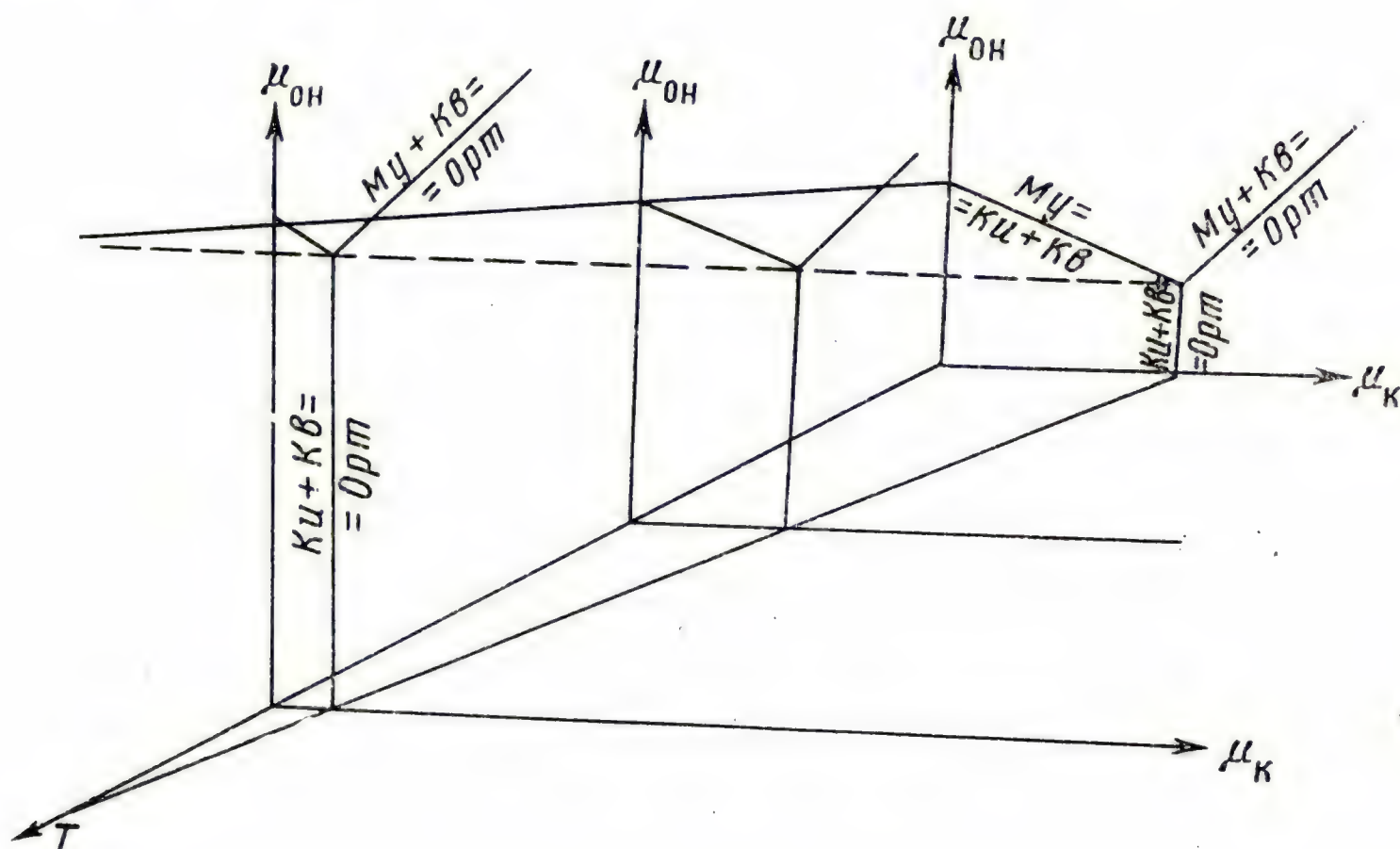


Рис. 4. Устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в зависимости от температуры и потенциалов OH^- и K^+

Такую диаграмму можно построить, учитывая, что изменение химического потенциала с температурой выражается уравнением: $(\partial z_i)_p = -S_i \partial T$, а тангенс угла наклона линии реакции в плоскости $\mu - T$ пропорционален значению энтропий подвижных компонентов:

$$\text{tg } \alpha = \frac{\partial z_i}{\partial T} = -S_i.$$

Мы будем пользоваться значениями энтропий для ионов K^+ и OH^- , так как минеральные превращения осуществляются, по-видимому, с участием компонентов в ионной форме ($S_{K^+}^0 = 24,5$; $S_{OH^-}^0 = -2,5$).

На рис. 4 видно, что при увеличении температуры неинвариантная точка на диаграмме химических потенциалов перемещается так, что поле калишпата расширяется и увеличивается, а поле мусковита соответственно уменьшается. Таким образом, высокая температура способствует кристаллизации калишпата (при прочих равных условиях), а низкая температура способствует кристаллизации мусковита.

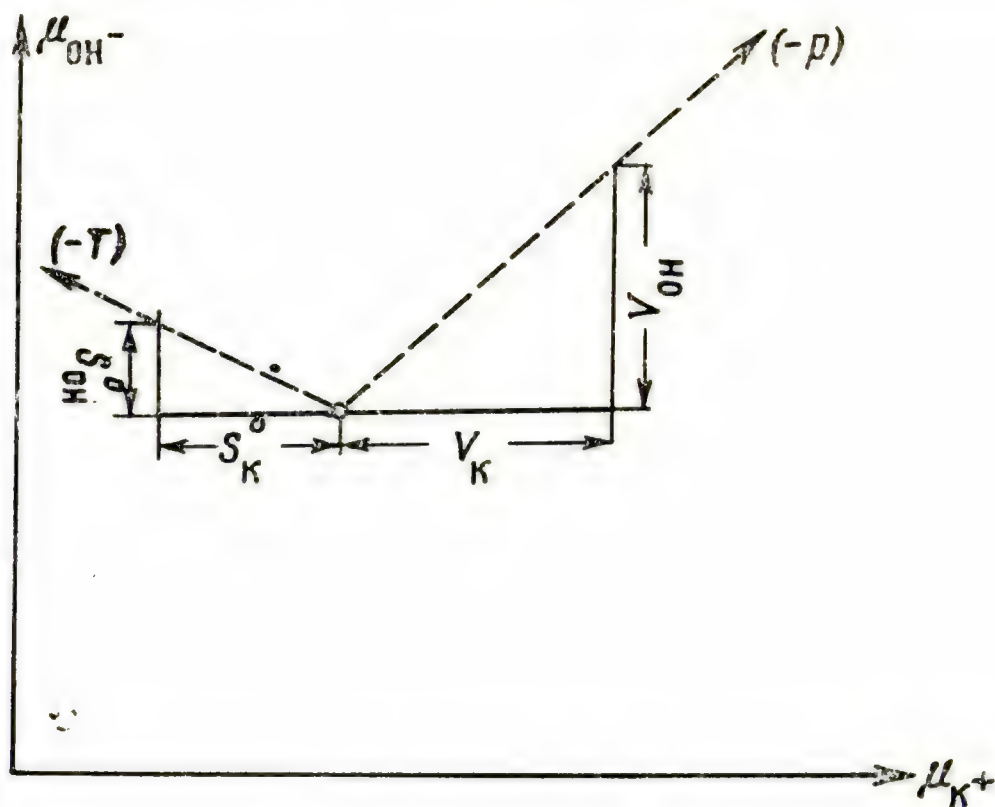


Рис. 5. Построение проекции моновариантной линии на плоскость $\mu_{OH^-} - \mu_{K^+}$ из диаграммы $T - \mu_{K^+} - \mu_{OH^-}$ и $p - \mu_{K^+} - \mu_{OH^-}$

Пунктирную линию моновариантного равновесия можно спроектировать на плоскость $\mu_{K^+} - \mu_{OH^-}$. Такая линия на плоскости $\mu_{K^+} - \mu_{OH^-}$ показывает, куда перемещается неинвариантная точка при увеличении температуры; ее можно построить непосредственно, используя данные по энтропии ионов. Способ построения изображен на рис. 5

$$\left(\operatorname{tg} \alpha = \frac{-S_{OH^-}}{-S_{K^+}} \right).$$

Таким образом, зная энтропии подвижных ионов на осях химических потенциалов, всегда можно предсказать, куда будет перемещаться неинвариантная точка в связи с увеличением температуры и поля каких ассоциаций будут при этом расширяться или сужаться.

3. При условии $T = \text{const}$, p — переменная величина, ассоциация $Kв$, $Ки$, $Му$, $Орт$ тоже будет моновариантной и выразится линией в пространственной диаграмме $\mu_{K^+} - \mu_{OH^-} - p$ (см. пунктирную линию на рис. 6). Изменение потенциалов подвижных компонентов

от давления определяется уравнением: $(\partial z_i)_T = V_i \partial p$. Тангенс угла наклона реакции на плоскости $\mu - p$ равен значению мольного объема компонента: $\operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial z_i}{\partial p} = V_i$, т. е. для ионов пропорционален кубу ионного радиуса.

Можно спроектировать пунктирную моновариантную линию (рис. 6) на плоскость $\mu_{K^+} - \mu_{OH^-}$. Ее также можно построить на диаграмме химических потенциалов. Направление этой линии определяется углом, тангенс которого равен $\frac{V_{OH^-}}{V_{K^+}}$.

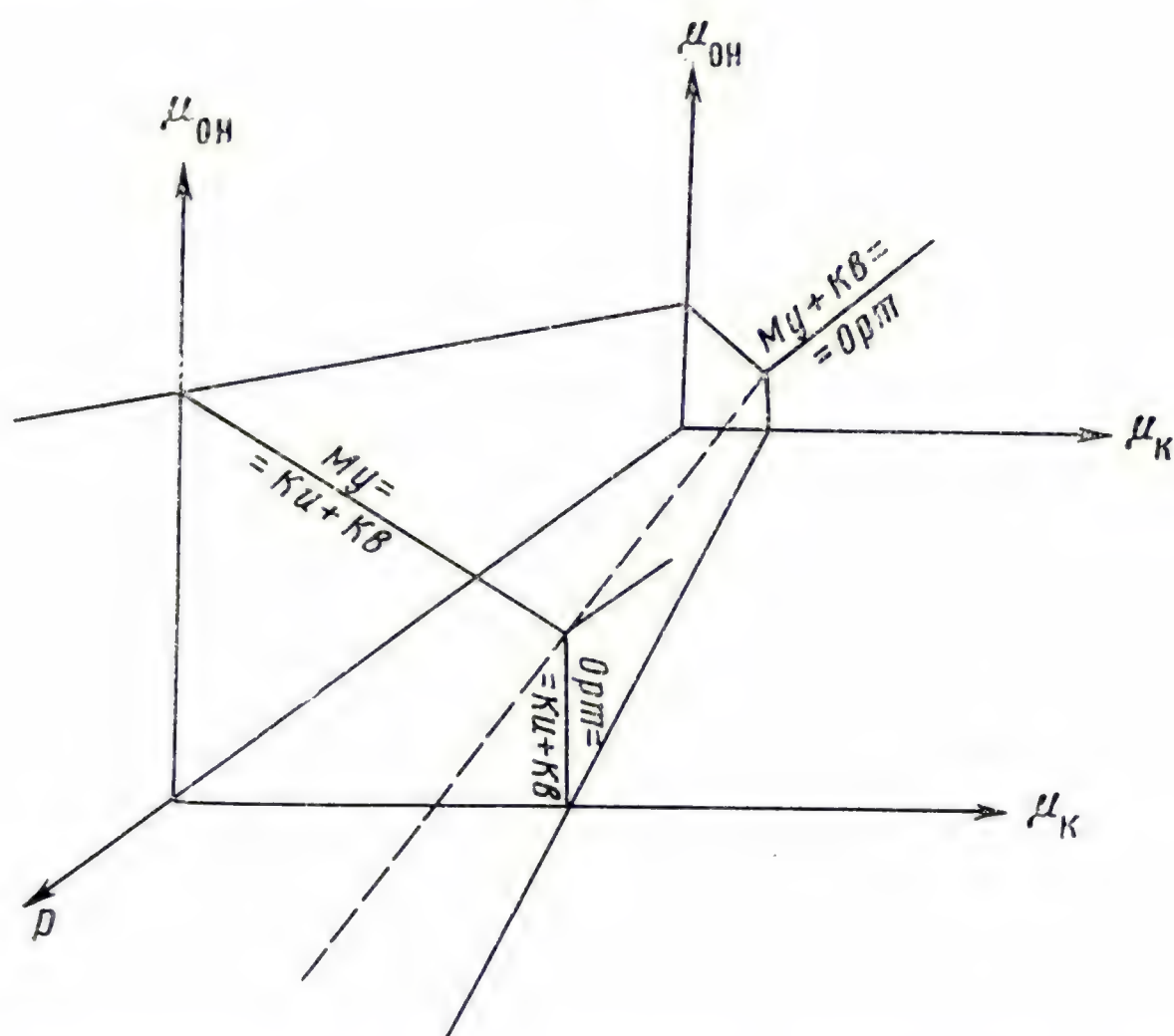


Рис. 6. Устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в зависимости от давления и потенциалов OH^- и K^+

Построенная пунктирная линия (рис. 7) показывает, куда перемещается инвариантная точка диаграммы химических потенциалов при увеличении давления. На диаграмме видно, что с увеличением давления инвариантная точка будет перемещаться вправо вверх. Т. е. с увеличением давления поле кианита будет увеличиваться, а поле мусковита и калишпата соответственно уменьшаться. Отсюда следует, что высокое давление благоприятствует кристаллизации кианита, а низкое давление — кристаллизации мусковита и калишпата.

На двухпучковой парагенетической диаграмме (см. рис. 2) мы построили пунктирные линии $(-T)$ и $(-p)$, которые показывают, куда будут сдвигаться инвариантные точки при увеличении температуры или давления. Необходимо подчеркнуть, что это

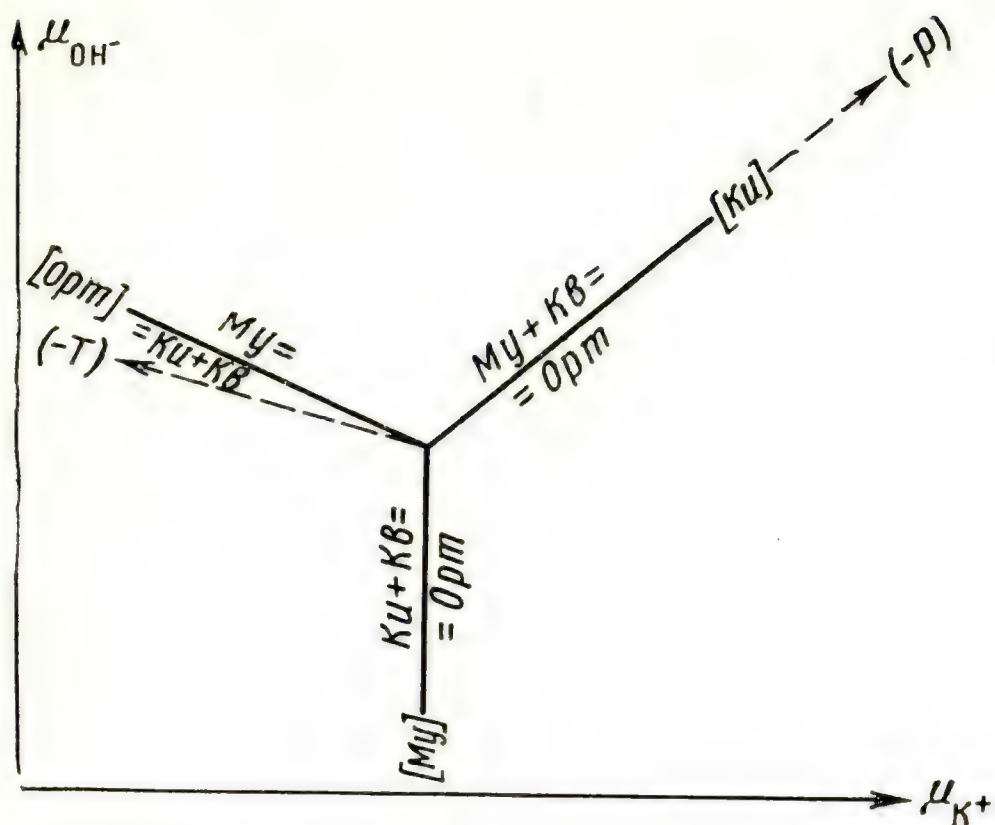


Рис. 7. Диаграмма устойчивости кианита, мусковита и калишпата с кварцем. Оси $(-T)$ и $(-p)$ показывают, куда перемещается невариантная точка в связи с увеличением температуры или давления

не оси p и T , а направления, показывающие перемещение невариантных точек в связи с увеличением давления и температуры. Диаграмма показывает, что если будет увеличиваться температура, то невариантные точки сместятся влево и поле ставролита уменьшится. Таким образом, для устойчивого ставролита благоприятны условия относительно низкой температуры. При высокой температуре вместо ставролита устойчивы гранат-биотитовые породы с калишпатом или с кианитом. При увеличении давления поле ставролита также начинает сужаться, т. е. при очень большом давлении ставролит также становится неустойчивым. Недаром в эклогитовых породах ставролит никогда не встречается.

4. Можно выбрать условие, когда p и T — переменные величины а μ_{K^+} и μ_{OH^-} — постоянны. Тогда в координатах p и T ассоциация Kv , Ku , Mu , Ort является невариантной и ей соответствует пучок моновариантных прямых (рис. 8). Если теперь добавить третью переменную — потенциал OH^- с осью μ_{OH^-} , то изменение μ_{OH^-} будет сдвигать невариантную точку в плоскости $p-T$ так, что при

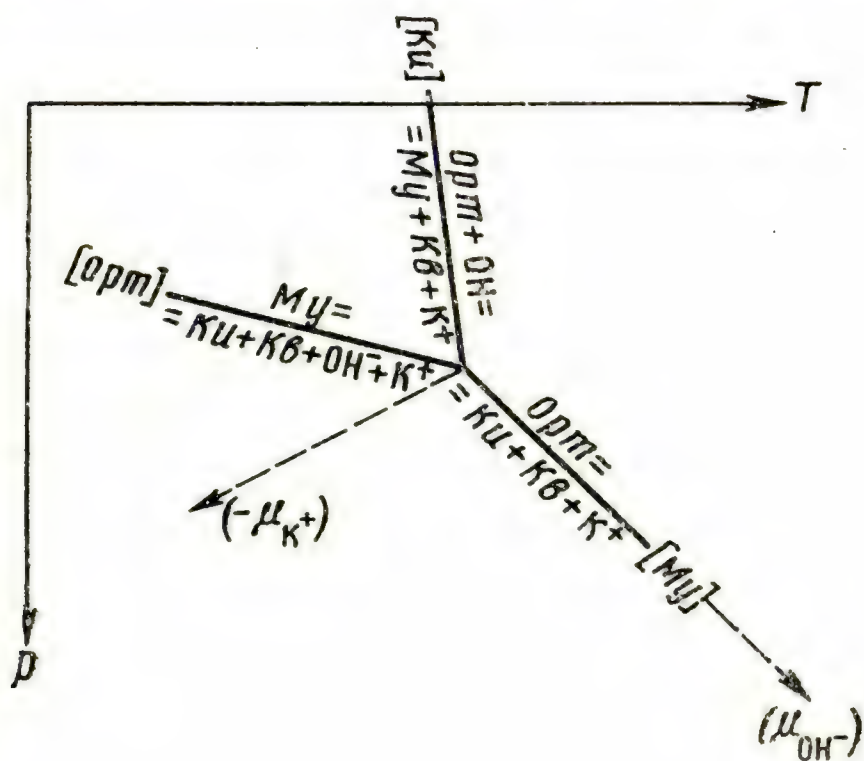
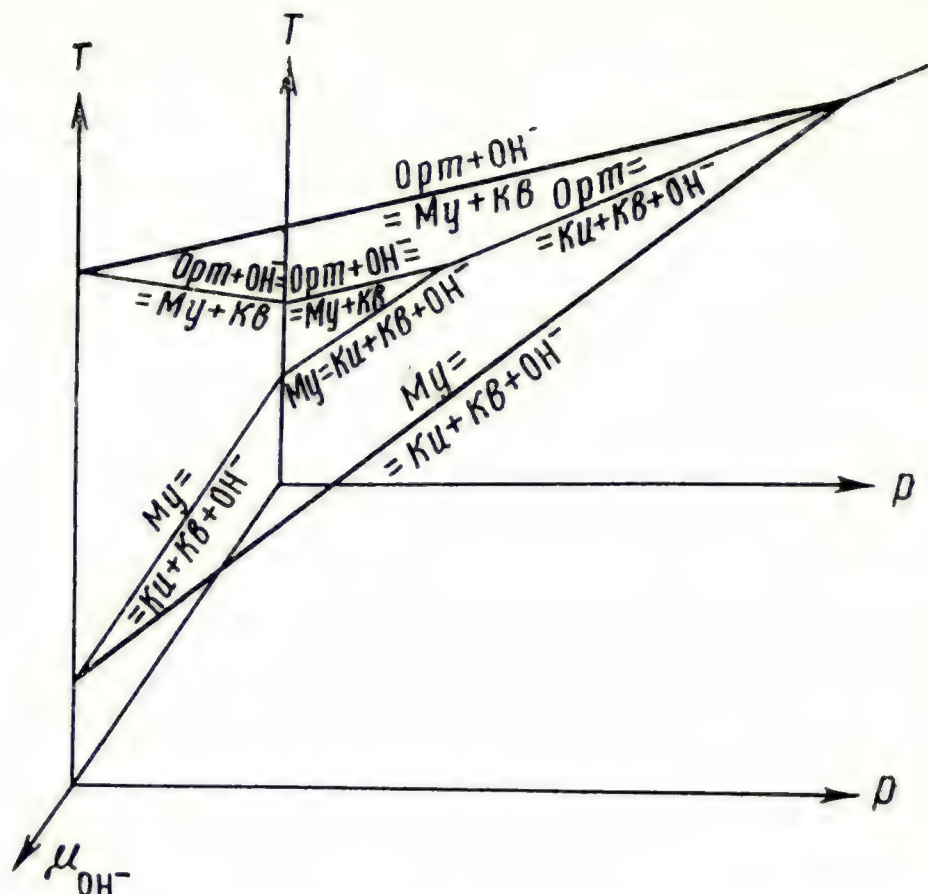


Рис. 8. Устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в координатах $p-T$

Рис. 9. Устойчивость кианита, мусковита и калишпата с кварцем в координатах $T-p-\mu_{\text{OH}^-}$



увеличении потенциала OH^- поле мусковита будет расширяться в ущерб безводных минералов — калишпата и мусковита (рис. 9). Так же как и раньше, на плоскости $p-T$ можно построить линию ($-\mu_{\text{OH}^-}$), которая показывает, куда будет перемещаться неинвариантная точка в связи с увеличением μ_{OH^-} . Направление этой линии

определяется $\text{tg } \alpha = \frac{\partial p}{\partial T} = \frac{S_{\text{OH}^-}^0}{V_{\text{OH}^-}}$ (см. рис. 8).

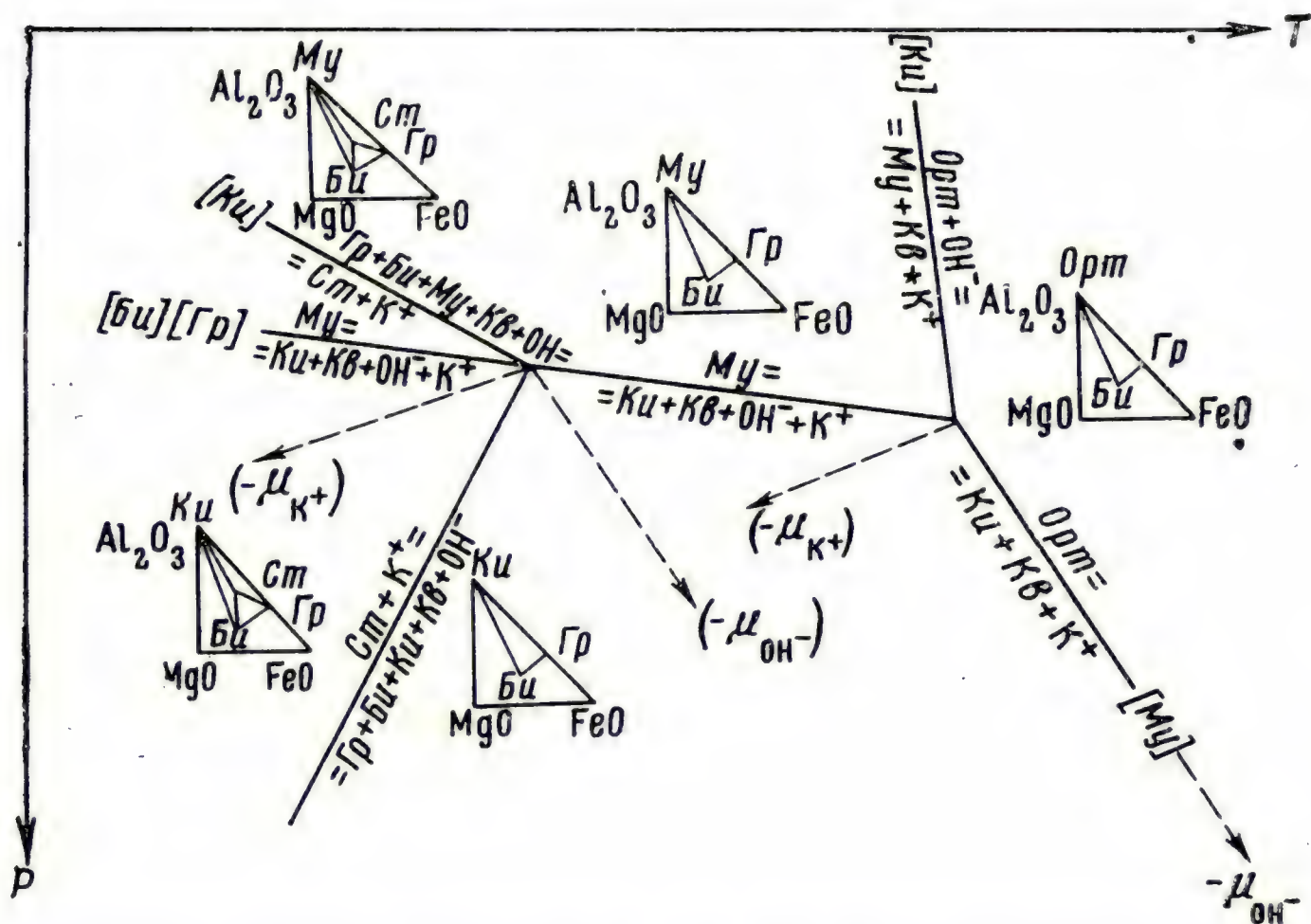


Рис. 10. Парагенетическая диаграмма для высокоглиноземистых пород свиты кейв в координатах $p-T$. Пунктирные линии ($-\mu_{\text{OH}^-}$) и ($-\mu_{\text{K}^+}$) показывают, куда будут перемещаться неинвариантные точки в связи с увеличением потенциалов K^+ и H_2O

Можно заметить, что диаграммы рис. 7 и 8 в сущности эквивалентны (см. диаграмму $\mu_K - \mu_{OH}$ с направлениями перемещения нонвариантной точки от p и T , а также диаграмму $p - T$ с направлениями перемещения нонвариантной точки от μ_K и μ_{OH}). В основе обеих диаграмм лежит расчет реакций с количествами участвующих подвижных компонентов K^+ и OH^- , а также значения энтропий и объема подвижных компонентов. Из-за эквивалентности диаграмм можно путем геометрических преобразований перейти от диаграммы рис. 7 к диаграмме рис. 8.

Так мы и сделали с двухпучковой диаграммой (рис 2), трансформировав ее в диаграмму (рис. 10) с осями p и T . Пунктирные линии у нонвариантных точек показывают направления перемещения нонвариантных точек в связи с увеличением потенциалов калия и гидроксил-анионов.

Закономерности, установленные на рис. 2, полностью повторяются и на этой последней диаграмме (рис. 10), только здесь более отчетлива зависимость тех или иных парагенезисов от температуры и давления.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ПОРОДАХ СВИТЫ КЕЙВ

Свита кейв относится к сильно дифференцированному комплексу метаморфических пород, имеющих первично-осадочное происхождение. Как было показано ранее, в ходе осадочного процесса достигалась предельная, почти стерильная дифференциация осадочного материала с обособлением прослоев, существенно обогащенных кремнеземом и полуторными окислами. Естественно ожидать, что в ходе осадочной дифференциации происходило также обособление и концентрация редких рассеянных компонентов.

Химическая общность группы полуторных окислов заставляет предполагать, что вместе с обособлением алюминия и железа происходила концентрация и других трехвалентных элементов — например, редких земель. Несомненно их следует ожидать в прослоях, сильно обогащенных глиноземом и железом.

Описываемый комплекс был метаморфизован в условиях амфиболитовой фации и процессам гранитизации и региональной мигматизации не подвергался.

Как показывает парагенетический анализ, большинство компонентов (даже щелочи) при метаморфизме оставались инертными, т. е. не происходили мобилизация и перераспределение компонентов между отдельными разностями пород и прослоями. Подвижный компонент, вследствие разности его потенциала в разных прослоях, будет перераспределяться с выравниванием потенциала. По-видимому, так же, как и щелочи, редкие земли при метаморфизме были инертными компонентами и их содержания

оставались такими же, как и в исходных, неметаморфизированных осадках.

Для настоящей работы было отобрано сорок образцов различных пород свиты кейв из различных частей разреза и определена сумма редких земель в исследуемых образцах (%):

I группа		III группа	
Нижний гнейсовый комплекс		Средняя часть сланцевого комплекса	
114	Биотит-гранатовый 0,02	021	Кианитовый 0,320
114 б	То же 0,01	86	То же 0,222
77	Биотитовый 0,01	97	Кианит-ставролитовый . . 0,120
114 а	Гранат-биотитовый 0,01	97 а	То же 0,052
118	Биотит-гранатовый 0,01	76 а	Кианит-мусковитовый . . 0,048
116	Гранат-двуслюдяной . . . 0,02	98	То же 0,05
89	Биотит-гранатовый 0,02	98 а	Ставролит-кианитовый . . 0,04
100	То же 0,02	112	То же 0,05
98 е	» » 0,03	117	» » 0,05
73 а	Гранат-биотитовый 0,003	IV группа	
96 а	Двуслюдяной сланец . . . 0,005	Верхняя часть сланцевого комплекса	
58	Биотитовый 0,009	99	Двуслюдяной 0,06
II группа		106 б	То же 0,04
Нижняя часть сланцевого комплекса		96 а	» » 0,005
111	Ставролит-слюдяной . . . 0,013	91	Мусковитовый 0,02
111 б	Ставролит-гранатовый . . . 0,03	96	Ставролит-двуслюдяной . 0,013
115 б	Кварцит 0,02	V группа	
119	Ставролит-гранатовый . . . 0,028	Прочие породы	
		78	Амфиболит 0,016
		116	Амфиболовый гранит . . . 0,006
		72 д	Анортозит 0,001

Согласно положению, исследуемые образцы стратиграфического разреза разделены на группы.

I группа — это породы нижнего гнейсового комплекса, представленные биотитовыми, биотит-гранатовыми и гранат-двуслюдяными гнейсами. В этой группе пород содержание суммы редких земель колеблется от 0,003 до 0,03% с преобладающим содержанием 0,01—0,02. По сравнению с кларковыми величинами содержания редких земель повышены, но по сравнению с другими породами кейвской свиты их можно считать умеренными. Весьма характерно однообразие полученных цифр, которое согласуется с общим однообразием этих пород и с литологическими представлениями о нижней гнейсовой толще как слабо дифференцированной, некоторого усредненного состава. В этой группе пород двуслюдяные и биотитовые гнейсы демонстрируют наиболее низкое

содержание суммы редких ($0,005—0,009\%$). В породах несколько более глиноземистых — в биотит-гранатовых гнейсах — содержание редких земель увеличивается на целый порядок и становится равным $0,01—0,02\%$.

Породы второго сланцевого комплекса характеризуются более высоким и разнообразным содержанием редких земель. Для того, чтобы проследить эволюцию накопления редких земель по разрезу, мы выделили породы нижней, средней и верхней частей сланцевого комплекса.

II группа образцов — это породы нижней части сланцевого комплекса. Сюда включены ставролит-гранатовые сланцы и кварциты. Содержание редких земель в этих породах составляет в среднем $0,02—0,03\%$. Такие цифры довольно близки к цифрам нижнего гнейсового комплекса, но все же на $0,01\%$ выше.

III группа образцов включает породы средней части сланцевого комплекса — кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы. Эти породы характеризуются наиболее высокими содержаниями суммы редких земель: в ставролит-кианитовых сланцах $0,04—0,05\%$, а в кианитовых сланцах $0,320\%$. Это — наиболее глиноземистые породы разреза и именно к ним приурочиваются наиболее высокие содержания редких земель.

IV группа образцов взята из верхней части сланцевого комплекса. Это — двуслюдяные и мусковитовые сланцы. Содержание редких земель колеблется в пределах $0,005—0,06\%$ при среднем содержании $0,025\%$. По сравнению со средней частью сланцевого комплекса содержание редких земель падает и становится приблизительно таким же, как в нижней части сланцевого комплекса. Это уменьшение содержаний редких земель можно параллелизовать с уменьшением глиноземистости пород в верхней части разреза.

В лаборатории рентгено-спектрального анализа были сделаны расшифровки отдельных лантаноидов. Данные приведены в табл. 4.

Анализ приведенного материала по содержаниям редких земель в метаморфических породах свиты кейв вместе с данными по литологии разреза позволяют сделать следующие выводы.

Имеется прямая зависимость между глиноземистостью породы и содержанием в ней редких земель. В нижней части разреза, в биотитовых и мусковитовых гнейсах наблюдаются низкие содержания суммы редких земель. В биотит-гранатовых гнейсах, где $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$, содержание редких земель уже увеличивается на целый порядок.

В высокоглиноземистых породах сланцевого комплекса содержание редких земель резко увеличивается и в наиболее глиноземистых — кианитовых — сланцах содержание редких земель достигает нескольких десятых процента.

Таблица 4

Расшифровки содержаний отдельных редких земель

Элементы	98а	97а	116а	99	96в	114а	72а	119Б	117	106б	86	76а	24	29	89	112
La	12	7,3	11	13	9	5,6	10	7	10,5	12,5	10,5	12	9,2	8	6,5	13,3
Ce	31	20	28	31	22	25	27	17	26	29	27	28	30	27	23	30
Pr	4,8	2,9	4,6	3,7	3,1	3,1	3,8	2,2	4,1	4,6	3,7	4,7	4,6	3,4	2,7	4,6
Nd	15	10	14,5	16	11,5	8,2	14	7,4	13,5	14,5	14	14	17	14	10	14,7
Sm	2,5	3,9	3,1	3,8	2,7	2,6	3	1,8	3,2	2,6	3,5	3,3	3,1	1,6	1,5	2,4
Eu	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2	0,1	0,3
Gd	2,1	2,1	2,5	2,2	2,2	2	1,9	1	2,1	2,7	2	2,4	3	1,2	1,5	2,5
Tr	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,1	0,2	0,3
Dy	1,8	0,9	1,1	1,5	1,6	1,3	1,6	0,8	1,6	2,4	1,6	1,9	2,7	0,9	1,4	2,1
Ho	0,1	—	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,4	0,4	0,1	0,2	0,4
Er	0,4	0,5	0,2	0,4	0,7	0,5	0,5	0,3	0,7	1,2	0,6	0,6	1,5	0,2	0,8	1
Tu	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,6	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2
Yb	0,2	0,5	0,3	0,5	0,8	0,5	0,6	0,4	1	1,1	0,6	0,3	1,7	0,2	0,5	1
Lu	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,5	—	0,2	0,3

Метаморфические породы свиты кейв относятся к парасланцевому комплексу, распределение больших и малых компонентов в породах определялось процессами первично-осадочного накопления. Так как устанавливается прямая связь литологического состава пород и содержания в них редких земель, то отсюда вытекает вывод о том, что концентрация редких земель в породах свиты кейв определялась процессами первично-осадочного накопления и дифференциации.

В связи с повышенными содержаниями редких земель в глиноземистых породах свиты кейв необходимо остановиться на вопросе о формах нахождения редких земель. Как показывают петрографические наблюдения, главным акцессорным минералом, концентратом редких земель в породах свиты кейв является ортит. В том или ином количестве ортит обнаруживается в большинстве пород сланцевого комплекса. Как правило, ортит образует отдельные, округлые зерна темно-бурого цвета, без кристаллографической огранки. Отмечаются как изотропные, так и анизотропные разности. Зерна ортита очень мелкие, чаще всего они отмечаются как пойкилитовые вроски в биотите, ставролите, кианите. В кейвских породах ортиту сопутствуют следующие акцессорные минералы: ильменит, пирит, апатит, циркон, графит.

В некоторых образцах кианитовых сланцев с повышенным содержанием суммы редких земель при просмотре под микроскопом не удалось обнаружить ни ортита, ни монацита. Большое количество графитистого вещества заставляет предполагать, что в данном случае редкие земли концентрируются в графитистом веществе и не образуют отдельных минералов.

В нижнем, гнейсовом комплексе в образцах гранатовых гнейсов были отмечены единичные зерна монацита с цирконом.

Таким образом, отмечаются три формы нахождения редких земель в изучаемых породах: в ортите, в монаците и в углистом веществе кианитовых сланцев.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОДАХ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Глиноземистые метаморфические породы в верховьях р. Алдан изучались нами в 1959—1962 гг. Этот район слагают разнообразные метаморфические породы, в сильной степени гранитизированные и мигматизированные. Несмотря на интенсивную региональную гранитизацию, выделяются петрографически разнородные слои и прослои суперкрустальных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Парагенетический анализ глиноземистых пород Алдана освещен в специальной статье (Лутц, 1965). В этой же работе при-

ведены данные только по содержанию редких земель в глиноземистых породах Алдана и говорится о характере редкоземельной минерализации в негранитизированных и гранитизированных образцах глиноземистых пород гранулитовой фации.

Химическими анализами глиноземистых пород Алдана определено следующее содержание редких земель (%):

№ обр.

012	Кордиерит-силлиманит-гранатовый гнейс	0,08
7	Кордиеритовый гнейс	0,02
3	Кордиерит-биотитовый гнейс	0,05
24 б	Силлиманит-кордиеритовый гнейс	0,03
33/1	Шпинель-кордиеритовый сланец	0,04
33/2	Биотит-гранатовый гнейс	0,01
105	Гранитизированный кордиерит-гранатовый гнейс . . .	0,007
038	Гранитизированный кордиерит-биотитовый гнейс . . .	0,005
017	Мигматит по кордиеритовому гнейсу	Следы
018	Биотитовый мигматит	Не обн.

Анализы показывают, что в глиноземистых породах гранулитовой фации устанавливаются повышенные содержания редких земель в количестве 0,08—0,01 %. Причем повышенные содержания характерны для пород, не подвергнутых процессам гранитизации или слабогранитизированным.

По-видимому, повышенные содержания редких земель связаны с процессами первично-осадочного накопления. Осадочная дифференциация приводила к обособлению прослоев существенно глиноземистых, концентрирующих вместе с глиноземом редкие земли.

Негранитизированные глиноземистые породы Алдана были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Как показывает парагенетический анализ, при метаморфизме гранулитовой фации большинство компонентов, в том числе и щелочи, были инертны. Это обусловило развитие разнообразных и многоминеральных ассоциаций глиноземистых пород. В процессе метаморфизма гранулитовой фации редкие земли также были инертными компонентами и их содержания в негранитизированных образцах приблизительно соответствуют их содержаниям в первичных глинистых осадках. Как показывают анализы, в глиноземистых породах Алдана негранитизированные и слабогранитизированные разности пород обнаруживают повышенные содержания редких земель.

Наоборот, в гранитизированных образцах содержание редких земель резко уменьшается. Гранитизация способствует не концентрации, а рассеянию редких земель.

Используя результаты парагенетического анализа, становится вполне понятным поведение редких элементов. В период регио-

нальной гранитизации ассоциации гранулитовой фации становятся неустойчивыми. Начинают происходить многочисленные реакции в условиях уже подвижного поведения щелочей, железа, магния и редких земель. Минеральные ассоциации резко обедняются по числу минералов и разнообразию их сочетаний, высокоглиноземистые сланцы превращаются в гранитоидные породы. Редкие земли при этом выносятся. Это можно объяснить следующим образом.

При различном содержании редких земель в двух соседних прослоях с момента подвижного состояния редких земель возникает разность потенциалов, которая стремится к выравниванию. Таким образом, подвижное поведение редких земель в период региональной гранитизации предполагает выравнивание их потенциалов во всей толще пород, а значит и разубоживание прослоев, обогащенных редкими землями. Такой вывод может объяснить низкие содержания суммы редких земель в гранитизированных глиноземистых породах Алдана.

Редкие земли концентрируются главным образом в виде акцессорного ортита. Ортит отмечается в кордиерит-гранатовых, биотит-гранатовых, биотит-кордиеритовых гнейсах и в шпинелевых породах. Часто ортит отмечается в графитизированных разностях.

Зерна ортита наблюдаются в виде небольших округлых или вытянутых зерен размером 0,1—0,5 мм. Как правило, ортит изотропен. Цвет его черный, в осколках зеленовато-коричневый. Ассоциирует ортит с цирконом, апатитом, графитом, ильменитом, иногда с сульфидами.

Интересно, что нигде в гранитизированных глиноземистых сланцах Алдана нами не наблюдался монацит, хотя акцессорный ортит отмечается повсеместно. Монацит отмечен лишь в негранитизированных гранатовых породах типа гранулитов. Так, в образце 054 гранулита в верховьях реки Чуги установлены, кроме граната, кварца и полевого шпата, следующие содержания акцессорных минералов (г/т): монацит 348, рутил 980, циркон 790, апатит 220.

Монацитовая минерализация кристаллических сланцев и гнейсов бесспорно представляет гораздо больший интерес, чем ортитовая. Монацит не перетирается при дроблении и переходит в россыпи. Монацит достаточно широко распространен в метаморфических комплексах, однако в глиноземистых породах Алдана он редок. В этом плане интересно обсудить вопрос, какие факторы определяют кристаллизацию ортита или монацита в метаморфических сланцах и гнейсах, а также в гранитизированных и мигматизированных породах.

Рассмотрим парагенетические особенности, определяющие устойчивость ортита и монацита в метаморфических породах.

Известно, что еще В. И. Вернадский (1914) отмечал несовместимость ортита и монацита в гранитоидах и предлагал выделять

монацитоносные и ортитоносные гранитоиды. С тех пор многие исследователи подчеркивали антагонизм ортита и монацита в самых различных по происхождению породах.

Одним из факторов, определяющих устойчивость монацита или ортита, выдвигалась известковистость пород. Так считалось, что ортит как минерал известково-силикатный характерен для известковистых пород, а монацит — для малоизвестковистых. Л. В. Таусон (1961) предлагал также объяснять различием концентрированного соотношения кальция и фосфора в остаточном расплаве.

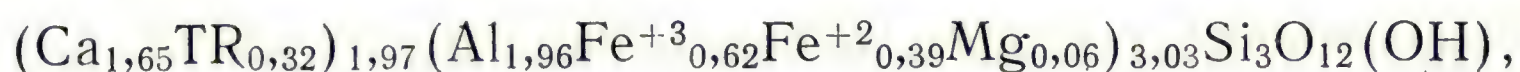
При рассмотрении акцессорного ортита и монацита в метаморфических породах такие объяснения малоприменимы. Так для ортита известковистость пород, по-видимому, не играет определяющей роли. Ортит наблюдается не только в известковистых породах с диопсидом, скаполитом и карбонатами, но присутствует и в высокоглиноземистых породах. Так, в высокоглиноземистых породах свиты кейв ортит присутствует почти повсеместно, однако содержание кальция в большинстве пород сланцевого комплекса ничтожно и измеряется долями процента. Сослаться в данном случае на особый состав постмагматического раствора тоже не приемлемо, так как в метаморфических породах ортит и монацит кристаллизуются одними из первых и наблюдаются часто в виде пойкилитовых вростков.

С нашей точки зрения, фактором, определяющим кристаллизацию ортита или монацита, является окислительно-восстановительная обстановка кристаллизации. Ортит кристаллизуется в восстановительной среде вместе с графитом, ильменитом, сульфидами. Монацит кристаллизуется в окислительных условиях вместе с магнетитом, гематитом, рутилом в кислых породах.

Рассмотрим с точки зрения окислительно-восстановительных условий кристаллизацию ортита и эпидота.

Ортит и эпидот имеют одинаковую кристаллографическую структуру, замещают друг друга и образуют непрерывный изоморфный ряд. Эпидот включает в свой состав только окисное железо и кристаллизуется в окислительных условиях. В восстановительной среде часть окисного железа замещается на закисное. При этом в катионной группе образуется недостаток валентности, который компенсируется соответствующей заменой двухвалентного кальция на трехвалентные редкие земли. Поэтому с увеличением восстановительного потенциала вместо эпидота становится возможной кристаллизация ортита.

Чем больше закисного железа в составе ортита, тем больше в нем редких земель. Если рассмотреть, например, полный анализ ортита (Сердюченко, 1961) с кристаллохимической формулой:



то видно, что количество закисного железа почти в точности соответствует количеству редких земель.

Соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ определяется окислительно-восстановительным характером среды. В восстановительной среде преобладающее значение имеет закисное железо и такая среда благоприятствует устойчивой кристаллизации ортита. В окислительной среде железо окисляется до Fe^{3+} и в такой обстановке ортит неустойчив. Часто отмечаемые в петрографической практике каемки эпидота вокруг ортита могут объясняться позднекислотными явлениями, сопровождающимися увеличением окислительного потенциала.

В отличие от ортита, монацит отмечается в породах всегда кислого состава — кварцсодержащих. Сопутствующие ему рудные акцессории всегда представлены предельно окисленными формами. Это, магнетит, гематит, рутил, пирротин, т. е. монацит кристаллизуется в окислительной и кислотной обстановке.

Кальций является более сильным основанием, чем церий. В ряду электроотрицательности церий стоит ближе к кислотным элементам, чем кальций. Электроотрицательность церия 1,05, а кальция — 1,00. Поэтому с увеличением кислотности (и окислительного потенциала) наступает момент, когда активность церия, как более кислотного элемента, возрастает и становится выше, чем у кальция. С этого момента наступает возможность кристаллизации монацита вместо апатита. Так как электроотрицательность иттрия еще выше — 1,2, то ксенотим тоже должен появляться в кислых породах при высоком окислительном потенциале.

Парагенетический анализ гранитизированных пород Алдана свидетельствует о том, что гранитизация происходила в условиях прогрессивно увеличивающейся щелочности, увеличении активности калия, при замещении железистых минералов более магниальными (замещение граната кордиеритом). При высокой щелочности и восстановительной среде кристаллизация монацита становится невозможной и вместо монацита в гранитизированных разностях кристаллизуется ортит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение регионально-метаморфизованных, дифференцированных комплексов показывает, что накопление и концентрация редких земель определяется двумя главными факторами: во-первых, процессом первичноосадочного накопления при формировании толщи и, во-вторых, процессами метаморфизма и региональной гранитизации, которые могут играть большую роль в мобилизации, рассеянии и вторичном перераспределении редких элементов.

Комплекс высокоглиноземистых пород свиты кейв был мета-

морфизован в условиях амфиболитовой фации, но не подвергался региональной гранитизации. При региональном метаморфизме большинство компонентов, в том числе щелочи и редкие земли, вели себя инертно. Их содержание и распределение целиком определялось процессами первично-осадочного накопления. Изучение показало, что метаморфические породы свиты кейв, особенно предельно-дифференцированные кианитовые сланцы, содержат редкие земли в количестве, значительно превышающем кларковые величины. Распределение редких земель увязывается с особенностями литологического состава разреза. В процессе метаморфизма концентрации редких земель сохранялись. Их распределение определяется процессом первично-осадочного накопления.

В пределах Алданского щита высокоглиноземистые породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, также содержат повышенные количества акцессорных редких земель. Повышенные содержания объясняются накоплением редких земель в процессе осадконакопления и осадочной дифференциации в до-метаморфический этап. При региональном метаморфизме, в условиях инертного поведения щелочей и редких элементов, концентрации редких земель в глиноземистых породах сохраняются. Но в следующий период региональной гранитизации происходит мобилизация и вынос редких земель из глиноземистых пород. Гранитизированные и мигматизированные породы Алдана содержат минимальное количество редких земель.

В изученных породах основной минеральной формой редких земель является ортит. Кристаллизация ортита, а не монацита объясняется высокой щелочностью и высоким восстановительным потенциалом минералообразующих растворов. Редкие земли относятся к существенно дефицитным.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963.
- Великославинский Д. А., Петров Б. В. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья.— Докл. сов. геол. на XX геологическом конгрессе. Изд-во АН СССР, 1964.
- Вернадский В. И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре.— Изв. АН СССР, серия 6, 1914, 8, № 13.
- Гинзбург И. В., Горшков А. И. О графите кианитовых сланцев Кейв.— Труды Мин. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 12. Изд-во АН СССР, 1961.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-зап. Приладожья.— В кн. «Минералогия и геохимия», вып. 1, 1964.
- Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных глиноземистых пород Алдана.— Труды Якут. фил. СО АН СССР. Изд-во «Наука», 1965.
- Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Древнейшие горные породы Кольского полуострова.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12. Л. Изд-во АН СССР, 1961.

- П р и я т к и н а Л. А., Д а г е л а й с к и й В. Б. Метаморфизм свит полнос и порос.— В кн. «Граниты Кольского п-ва и Карелии», вып. 15. Изд-во АН СССР, 1963.
- С е р д ю ч е н к о Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах — Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
- С о к о л о в П. В. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев.— Труды Лен. геол. упр. «Большие Кейвы», № 5. Гостоптехиздат, 1940.
- Т а у с о н Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Г r e e n J. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire.— Am. Min., 1963, 48, No 9—10.
- М i y a c h i r o Aki. Calcium -poor garnet in relation to metamorphism.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, 4, No 4.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УФАЛЕЙСКОГО МАССИВА НА УРАЛЕ

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологическое строение Уфалейского массива дается по материалам Г. Н. Вертушкова (1953—1960 г.), Г. Гараня (1940—1960 г.), Д. П. Грознецкого (1963), Г. А. Кейльмана (1964), которые дополнены нашими наблюдениями.

В строении Уфалейского массива выделяются два структурных яруса, представленных уфалейской свитой и куртинской свитой, ранее именовавшейся свитой М. Уфалейская свита в свою очередь делится на три подсвиты: егустинскую, слюдяногорскую и указарскую. Нами изучались породы егустинской и слюдяногорской подсвит, главным образом в окрестностях пос. Слюдорудник.

Нижняя егустинская подсвита сложена амфиболитами с прослоями амфиболовых сланцев, амфиболовых, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Верхняя граница проводится условно по подошве первого прослоя мусковитовых кварцитов слюдянской свиты.

Слюдяногорскую подсвиту слагают амфиболиты, кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы, слюдяные гнейсы.

Тектонически породы уфалейской свиты слагают крупный антиклинорий сложного строения, в составе которого в свою очередь выделяется несколько крупных антиклинальных и синклинальных структур. Складчатые структуры осложнены дизъюнктивными нарушениями продольного (субмеридиального) направления, имеющие характер сбросо-сдвигов, и поперечного направления, также сбросового характера.

Егустинская подсвита залегает в ядре Уфалейского антиклинория. Слюдяногорская — на восточном крыле антиклинория. На западном крыле располагается указарская подсвита, которую в какой-то степени можно параллелизовать со слюдяногорской.

В целом разрез егустинской и слюдяногорской свит является единым. Разделение его по первому прослою мусковитовых кварцитов чисто условно. Эта граница не знаменует собой ни стра-

тиграфического, ни тектонического перерыва. Скорее она свидетельствует об определенной эволюции осадконакопления.

Формационный анализ разреза свидетельствует об образовании слагающих пород за счет основных вулканогенных пород, перемежающихся с прослоями глинисто-песчаных и песчаных пород. Причем в низах разреза преобладают основные члены, количество которых вверх по разрезу уменьшается в результате развития кварцитов и глиноземистых пород.

В районе пос. Слюдорудник с востока на слюдяногорскую подсвиту налегает комплекс пород Куртинской свиты (ранее называемый свитой М). Куртинская свита несогласно налегает на уфалейский комплекс и является более молодой. Породы куртинской свиты в окрестностях Слюдорудника представляют собой типичные кристаллические сланцы. Это гранато-слюдяно-кварцевые и слюдяно-кварцевые сланцы, слюдяные и графитовые кварциты, амфиболиты, метаморфизованные гипербазиты. В сланцах встречается кианит, плагиоклаз, биотит.

Метаморфизм куртинской свиты соответствует олигоклаз-эпидот-амфиболитовой фации, что отвечает в пересмотренной классификации Ф. Тернера фации альмандиновых амфиболитов. Это более высокая степень метаморфизма, чем альбит-эпидот-амфиболитовая, характерная для зеленокаменной полосы Урала. По степени метаморфизма породы куртинской свиты достаточно близки породам уфалейского комплекса и также подвержены процессам региональной гранитизации, хотя и в меньшей степени.

Несогласное залегание куртинской свиты на слюдяногорскую устанавливается в региональном плане. В районе Слюдорудника она менее отчетлива и контактная зона представлена здесь взаимным переслаиванием пластов графитовых и слюдяных сланцев с амфиболовыми и слюдяными гнейсами. Куртинская свита входит в состав Уфалейского массива, слагая восточное крыло уфалейского антиклинория.

Весь уфалейский метаморфический комплекс в чрезвычайной степени пронизан и пропитан гранитоидным материалом. Не удивительно, что он в недавнем прошлом картировался как гранитный массив. В настоящее время работами Г. А. Кейльмана (1964) убедительно показано, что это мигматитовый комплекс, в котором везде можно выделить суперкрустальные породы, в той или иной степени гранитизированные или мигматизированные.

Среди гранитоидных и гранито-гнейсовых пород Уфалейского массива развиты многочисленные жилы и прослои гранитов, аплитов, пегматитов. Выделяются также интересные зоны и жилы альбититов, альбит-микроклин-кварцевых и альбит-кварц-мусковитовых пород, наиболее поздних по возрасту и включающих в себя большие концентрации слюды мусковита и акцессорных минералов редких элементов.

Для парагенетического анализа исследуемых пород их удобно разделить на несколько групп, различающихся по химическому составу. Прежде всего, как одна из преобладающих выделяется естественная группа пород, включающая многочисленные амфиболиты и амфиболсодержащие сланцы и гнейсы.

Химической особенностью этой группы пород является преобладание в них кальция над алюминием, $Al_2O_3 < CaO + K_2O + Na_2O$, что обуславливает устойчивую кристаллизацию существенно известковистых минералов: роговой обманки, эпидота, иногда диопсида.

В противовес известковистой группе удобно выделить также группу пород существенно глиноземистых и малоизвестковистых ($Al_2O_3 > CaO + K_2O + Na_2O$). Это будут гранатовые, биотит-гранатовые, мусковитовые и кианитовые гнейсы и сланцы.

И в первой, и во второй группе интересно выделить негранитизированные и гранитизированные разности и проследить, как меняются парагенетические соотношения в связи с гранитизацией. В этой связи интересно выделить третью группу существенно гранитизированных пород, гранито-гнейсов и гранитов среднего состава с приблизительно равным соотношением глинозема и суммы извести и щелочей ($Al_2O_3 \approx CaO + K_2O + Na_2O$).

И, наконец, мы выделяем четвертую группу метасоматических пород: альбититов, пегматитов, полевошпат-кварц-мусковитовых и мусковитовых пород, имеющих свои специфические условия образования, тесно связанные с общим процессом региональной гранитизации и несущие интенсивную редкометальную минерализацию.

АМФИБОЛИТЫ И АМФИБОЛСОДЕРЖАЩИЕ ГНЕЙСЫ И СЛАНЦЫ

Это массивные, темно-зеленые или почти черные породы, иногда полосчатой текстуры. Структура пород, как правило, гранобластовая, реликты первичных структур в амфиболитах и амфиболовых сланцах в подавляющем большинстве случаев отсутствуют.

Сравнительно многочисленные разновидности этой группы пород включают в свой состав следующие минералы: роговую обманку, плагиоклаз, гранат, биотит, эпидот, кварц. Достаточно четко выделяются следующие разновидности: плагиоклазовые амфиболиты, иногда с биотитом и (или) с эпидотом; гранат-плагиоклазовые амфиболиты; пироксеновые амфиболиты; эпидотовые и эпидот-биотитовые амфиболиты и сланцы; эпидот-гранатовые амфиболиты.

Остановимся на главных представителях этой группы пород, указывая на вариации минерального и химического состава.

Плагиоклазовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы — это преобладающие породы егустинской свиты. Представляют собой

сланцеватые темные породы, нередко полосчатой текстуры, среднезернистые. Минеральный состав: роговая обманка (30—60%), плагиоклаз (20—50%), иногда присутствует кварц (5—10%), биотит, эпидот. Из акцессорных минералов отмечаются: сфен, рутил, апатит, магнетит, редко ортит.

Обыкновенная роговая обманка представлена длиннопризматическими кристаллами до 3—4 мм в длину, плеохроирует в зеленых тонах. Ее оптические свойства: $N_g=1,660$; $N_p=1,645$; $cN_g=20^\circ$. Судя по показателям преломления, относится к среднежелезистым разностям. Плагиоклаз представлен олигоклазом и олигоклаз-андезином № 20, № 25, № 32. Биотит часто развивается по периферии зерен роговой обманки. Рутил обнаруживается в виде длиннопризматических зерен бурого цвета. Из вторичных минералов отмечается эпидот. Разности, содержащие роговую обманку в небольших количествах, выделяются под названием амфиболовых гнейсов. Их минеральный состав: плагиоклаз (50—75%), роговая обманка (5—15%), кварц. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону, состав его колеблется от олигоклаза до основного андезина. В амфиболовых гнейсах отмечается много апатита, циркона, сфена.

Гранатовые амфиболиты — это темные, порфиробластовые породы, часто рассланцованные. Обычно в плагиоклаз-амфиболовой массе выделяются крупные порфиробласты малинового или розового альмандина.

Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, гранат, часто присутствует кварц и биотит. Из акцессорных минералов отмечаются: апатит, рутил, магнетит.

Зерна граната образуют округлые изометричные зерна, иногда наблюдаются хорошо ограненные ромбододекаэдры. Гранат содержит многочисленные включения кварца, плагиоклаза, иногда роговой обманки.

Роговая обманка имеет оптические константы: $N_g=1,705$; $N_p=1,686$. По составу относится к высокожелезистым разностям. Для гранатовых амфиболитов характерны высокожелезистые минералы: альмандин, магнетит, высокожелезистый амфибол.

Пироксеновые амфиболиты отмечаются в редких случаях среди обычных амфиболитов в виде прослоев. Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, моноклинный пироксен, эпидот. Структура породы гранобластовая. Моноклинный пироксен наблюдается в виде крупных округлых зерен. Иногда это редкие реликтовые зерна, иногда количество моноклинного пироксена достигает 20%. Пироксен содержит многочисленные пойкилитовые вроски амфибола и эпидота. Его оптические константы: $N_g=1,720$; $N_p=1,700$, $cN_g=42^\circ$. По оптическим константам относится к диопсид-геденбергиту.

Эпидотовые и цоизитовые амфиболиты довольно распространенные породы, особенно куртинской свиты.

Непосредственно в поселке Слюдорудник обнажается крупная пластообразная залежь цоизитового амфиболита (мощность 11 м), которая имеет местное название «Галимов камень». Цоизитовые амфиболиты залегают здесь среди гранатовых амфиболитов, с которыми они очевидно изофациальны. Это крупнозернистая, до гигантозернистой, порода серо-зеленого цвета. Выделяются крупные удлиненные порфиробласты цоизита. Кроме цоизита, присутствует амфибол и небольшое количество плагиоклаза, кварца. Наблюдаются многочисленные мелкие зерна рутила. Оптические константы цоизита: $N_g = 1,708$; $N_p = 1,700$, $2V = +30$. Оптические константы роговой обманки: $N_g = 1,648$; $N_p = 1,625$; $cN_g = 20^\circ$.

Наличие цоизитового амфиболита среди гранатовых амфиболитов можно объяснить различием окислительного потенциала кислорода в разных прослоях амфиболитов при инертном поведении кислорода. При высоком окислительном потенциале кислорода и преобладании окисного железа образуется цоизит $\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Fe}^{3+})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Наличие рутила в породе также свидетельствует о высоком окислительном потенциале. В восстановительной среде, когда преобладают закисные формы железа, кристаллизуется гранат альмандин $\text{Fe}_2^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ с плагиоклазом. Имеются и промежуточные породы, содержащие гранат и цоизит вместе. Химический анализ такого цоизит-гранатового амфиболита куртинской свиты приводится в табл. 1.

Вообще в амфиболитах минералы группы клиноцоизит-эпидота представлены в основном клиноцоизитом (желтовато-синяя аномальная интерференционная окраска, положительное удлинение, $a : N_g = +21-25^\circ$).

В некоторых амфиболитах изредка отмечаются скопления и чешуйки хлорита. Хлорит имеет буровато-зеленую аномальную интерференционную окраску, отрицательное удлинение, слабый плеохроизм и, возможно, относится к прохлоритовому ряду. Хлорит замещает роговую обманку, биотит. Иногда хлорита бывает много и порода принимает облик амфибол-хлоритового сланца.

Эпидот-биотитовые амфиболиты и сланцы — это темно-серые, мелко- и среднезернистые породы, сланцеватой текстуры. Минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, эпидот, биотит, кварц. Присутствуют сфен, апатит, мусковит.

Роговая обманка обычная, судя по показателям преломления, относится к средне- и низкожелезистым разностям. Эпидот образует короткопризматические кристаллы, представлен маложелезистыми разностями. Биотит образует мелкие чешуйки и пластинки $N_m = 1,622$. Плагиоклаз относится к олигоклазу № 20.

Структура амфиболитов и амфиболовых сланцев обычно гранонематобластовая, иногда в сочетании с бластопорфировой. В сланцах устанавливается гранолепидобластовая структура. Выделение амфиболовых сланцев, по-видимому, необходимо для

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород Уфалейского массива

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,99	69,23	70,09	67,02	74,00
TiO ₂	1,52	0,47	0,44	Нет	0,06
Al ₂ O ₃	15,01	15,55	15,19	19,68	10,96
Fe ₂ O ₃	2,30	3,35	1,63	0,08	5,66
FeO	8,01	1,07	2,45	Нет	0,56
MnO	0,17	0,08	0,07	»	0,02
MgO	6,26	1,56	0,83	»	0,72
CaO	8,29	2,72	3,08	1,75	1,26
Na ₂ O	1,89	2,86	3,45	8,44	3,76
K ₂ O	1,21	2,31	2,11	2,36	3,12
H ₂ O	0,47	0,30	0,41	0,14	0,20
P ₂ O ₅	—	—	—	0,41	—
П. п. п.	0,36	0,62	0,39	—	—
С у м м а . .	99,88	100,12	100,14	99,91	100,43

Аналитик О. Ф. Сазонова

1—обр. 9/64, гранато-цоизитовый амфиболит Куртинской свиты; 2—обр. 17/64, биотит-гранатовый сланец; 3—обр. 27/64, гранито-гнейс; 4—обр. 47/64, альбитит, г. Слюдяной; 5—обр. СГ, кварц-альбит-слюдистый пегматит, г. Слюдяной.

пород более динамометаморфизованных с тонкосланцеватой текстурой. Сланцы больше подвергнуты поздним процессам — хлоритизации, окварцеванию, альбитизации, карбонатизации.

Из описания амфиболитов и амфиболовых гнейсов и сланцев можно уловить некоторые особенности парагенезисов, непосредственно связанные с особенностями химического состава пород. Так, появление граната в амфиболитах несомненно связывается с высокой железистостью некоторых прослоев, когда становится возможной кристаллизация альмандина с высокожелезистой роговой обманкой. Пироксенсодержащие амфиболиты — это предельно известковистые породы. Биотитсодержащие и микроклиновые амфиболиты свидетельствуют о высоких содержаниях калия.

Наиболее полно связь минерального и химического состава пород можно решить на основе парагенетических пучковых диаграмм, построенных по методу Д. С. Коржинского.

Амфиболиты включают следующие главные минералы: роговую обманку, плагиоклаз, гранат, биотит, эпидот, кварц. Имеем

систему, сложенную компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Чтобы выразить зависимость минерального состава от пяти и более компонентов, примем за виртуальные инертные компоненты: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO . И примем за условно подвижные компоненты: FeO , Na_2O , K_2O .

В настоящее время имеются химические анализы минералов из амфиболитов и амфиболовых гнейсов Уфалейского массива (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

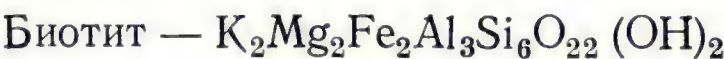
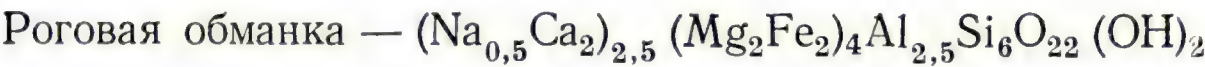
Химический состав породообразующих минералов Уфалейского массива

Компонент	6	7	8	9
SiO_2	41,64	41,56	38,02	41,36
TiO_2	0,80	0,16	0,16	0,20
Al_2O_3	12,74	20,38	24,27	27,52
Fe_2O_3	6,45	6,30	11,48	3,51
FeO	12,52	19,87	0,75	Нет
MnO	0,20	2,15	0,30	Следы
MgO	9,24	2,76	0,10	3,34
CaO	11,73	6,48	22,85	22,10
Na_2O	1,78	—	0,12	0,24
K_2O	0,59	—	0,12	—
H_2O^+	2,15	—	2,10	1,53
С у м м а . . .	99,84	99,66	100,27	100,03

Аналитик О. К. Иванова

6—обр. 069, роговая обманка из амфиболита; $N_g=1,690$; $N_p=1,666$: с $N_g=20$; 7—обр. 081, гранат из гранатового амфиболита; 8—обр. СГ=200, эпидот; 9—обр. СГ=1000, цоизит.

Воспользуемся этими анализами и примем следующий упрощенный состав минералов для расчета пучка:



Матрица для расчета имеет вид:

Минерал	SiO ₂	¹ / ₂ Al ₂ O ₃	MgO	CaO	¹ / ₂ Na ₂ O	FeO	¹ / ₂ K ₂ O	ОН ⁻
<i>Кв</i>	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Пл</i> ₃₃	8	4	0	1	2	0	0	0
<i>Эп</i>	6	5	0	4	0	1	0	2
<i>Рог</i>	12	5	4	4	1	4	0	4
<i>Гр</i>	9	6	1	2	0	6	0	0
<i>Би</i>	6	3	2	0	0	2	2	2

Реакции моновариантных равновесий:

[*Эп*] 34 *Гр*+106 *Кв*—3 *Би*—7 *Рог*—40 *Пл*=+170 FeO—87 Na₂O—6 K₂O

[*Пл*] 6 *Гр*—2 *Рог*—5 *Эп*—7 *Би*—6 *Кв*=+25 FeO+2 Na₂O—14 K₂O

[*Рог*] 22 *Гр*+38 *Кв*—11 *Би*—7 *Эп*—16 *Пл*=+103 FeO—32 Na₂O—22 K₂O

[*Гр*] 11 *Рог*+25 *Пл*—22 *Би*—17 *Эп*—90 *Кв*=—17 FeO+59 Na₂O—44 K₂O

[*Би*] 11 *Рог*+56 *Пл*—44 *Гр*—3 *Эп*—166 *Кв*=223 FeO+123 Na₂O

Диаграмма построена на рис. 1. Рассмотрим правую часть диаграммы, которая показывает зависимость парагенезисов от активности натрия и железа. Из диаграммы видно, что гранатовые парагенезисы амфиболовых сланцев и гнейсов характерны для пород высокой железистости. В маложелезистых породах гранат неустойчив и вместо граната устойчива ассоциация *Рог*+*Пл*+*Би* и *Пл*+*Эп*+*Би*.

Ассоциация роговой обманки с плагиоклазом (плагиоклазовых амфиболитов) возможна лишь в породах с высокой активностью натрия. В породах с пониженным содержанием натрия характерны ассоциации эпидот-биотитовые и эпидот-гранатовые. Последние разности характерны для куртинской свиты. По-видимому, в отличие от уфалейского комплекса породы куртинской свиты характеризуются несколько пониженным содержанием натрия. Этот вывод перекликается с геохимическими особенностями куртинской свиты, породы которой по сравнению с уфалейскими содержат в целом больше калия и меньше натрия.

На диаграмме (рис. 1) поля *I* и *II* демонстрируют типичные парагенезисы амфиболовых пород уфалейского комплекса. При высоком содержании натрия и низкой или средней железистости возможны парагенезисы *Рог*+*Пл*+*Би*, *Рог*+*Пл*+*Эп*. С увеличением железистости появляются парагенезисы гранатовых амфиболитов без эпидота (поле *II*) и с эпидотом (поле *III*). Парагенезисы *Рог*+*Эп*+*Би* — поля *IV* и *V* возможны в породах с относительно низким содержанием натрия и при низкой и средней железистости.

группу глиноземистых пород с кианитом и ставролитом, также группу малоизвестковистых пород среднего состава, включающие в свой состав слюдяные и слюдяно-гранатовые гнейсы и сланцы.

Слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и кварциты слюдяногорской и куртинской свит очень близки друг другу и по минеральному составу, и по химическому. Характерно, что и в тех и в других отмечается реликтовый кианит, а состав гранатов и биотитов тоже одинаков. Поэтому в парагенетическом анализе эти породы слюдяногорской и куртинской свит рассматриваются вместе.

Кианитовые кварциты и сланцы относительно редкие породы, среди которых преобладают кианитовые кварциты. Это светло-серые породы полосчатой текстуры, сланцеватые. Минеральный состав: кварц (60—80%), мусковит (10—30%), кианит; последний образует редкие резорбированные зерна или крупные призматические кристаллы, ориентированные по сланцеватости. Мусковит, как правило, замещает кианит.

В кианитовых сланцах отмечаются многоминеральные ассоциации: кианит, гранат, биотит, плагиоклаз, кварц. Присутствуют эпидот, апатит, рудный минерал, циркон. Плагиоклаз относится к олигоклазу № 20 и № 25. Прослеживаются постепенные переходы кианитовых сланцев в слюдяные. В шлифах отчетливо устанавливается замещение кианита белой слюдой до полного исчезновения.

Ставролитовые породы в уфалейском комплексе встречены нами в единственном образце. Но в целом это не исключительный пример. Ставролит в кианитовых сланцах отмечает Г. А. Кейльман. Гораздо чаще ставролитовые породы встречаются в соседних слабогранитизированных свитах — в таганайской и вишневогорской. Минеральный состав: кварц, гранат, ставролит, биотит, плагиоклаз, отмечаются чешуйки мусковита, апатит, рудный минерал, циркон. Структура породы порфиروبластовая с лепидогранобластовой основной массой. Порфиробласты представлены округлыми зернами розового граната и несколько меньшими вытянутыми зернами ставролита, с отчетливым плеохроизмом в буро-желтых тонах. И гранат, и ставролит переполнены пойкилитовыми включениями кварца, слюды, ильменита.

Слюдяные гнейсы и сланцы перемежаются в разрезе со слюдяными кварцитами и амфиболовыми гнейсами и сланцами. Отчетливо полосчатые, что необходимо, по-видимому, связывать с первичной слоистостью песчано-глинистых отложений, из которых образовались эти породы. Слюдяные сланцы имеют темно-серую и светло-серую окраску. Структура породы лепидогранобластовая, пластинки слюды ориентированы в одном направлении.

Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, вторичный эпидот, акцессорный апатит, циркон. Плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину. Мусковит развивается по биотиту. В табл. 3 приводится количественно-минералогический состав описываемых пород (по М. Е. Салье).

Как показывает количественно-минералогический подсчет, состав слюдяных гнейсов и сланцев очень невыдержан и подвержен большим колебаниям. Невыдержанность состава можно объяснить тем, что это слоистая паропорода с различным составом отдельных прослоев.

Слюдистые кварциты — это желтовато-серые и серые рассланцованные породы грубо полосчатой текстуры. Структура пород гранобластовая, зерна кварца вытянуты и имеют характерное зубчатое сцепление друг с другом.

Минеральный состав: кварц (90—95%), биотит, мусковит, редкие зерна мусковитизированного плагиоклаза, циркон, апатит. В некоторых слюдистых кварцитах отмечаются редкие зерна монацита и ксенотима. В графитовых кварцитах отмечается ортит. Кварц абсолютно преобладает в породе. Биотит образует удлиненные ориентированные листочки, замещается хлоритом и мусковитом. Биотит среднежелезистый ($Nm=1,630$), иногда замещается зеленоватым, менее железистым биотитом ($Nm=1,590$).

Таблица 3

Количественно-минералогический состав слюдяных гнейсов (%)

Минерал	1	12	26	8	21	9	27	34
Кварц	61,6	83,4	12,9	72,0	18,5	30,2	14,8	42,1
Плагиоклаз	10,4	4,7	—	14,0	2,1	16,1	17,9	11,0
Биотит	15,7	7,8	42,8	13,1	53,0	46,5	48,7	21,1
Мусковит	9,7	—	43,6	0,3	—	—	2,2	7,6
Эпидот	1,0	0,2	—	0,6	26,4	7,2	3,8	11,7
Гранат	—	2,4	—	—	—	—	9,8	3,5
Апатит	0,5	0,6	—	—	—	—	2,4	3,0
Рудный минерал . . .	1,1	0,9	—	—	—	—	—	—

Слюдяно-гранато-кварцевые сланцы представляют собой светло-серые породы, интенсивно рассланцованные, полосчатой текстуры. Структура порфиробластовая с лепидогранобластовой основной массой.

Минеральный состав: кварц, гранат, биотит, мусковит. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, рутил, магнетит,



эпидот. Гранат образует крупные порфиробласты до 0,1—0,5 мм в диаметре, состав его существенно альмандиновый. Биотит и мусковит присутствуют совместно.

Слюдяно-гранатовые сланцы куртинской свиты подобны таким же породам слюдяногорской свиты. Их минеральный состав: кварц, гранат, мусковит, биотит. Из второстепенных минералов отмечаются: плагиоклаз, биотит, графит, кианит. Акцессорные минералы: рутил, апатит, циркон, турмалин.

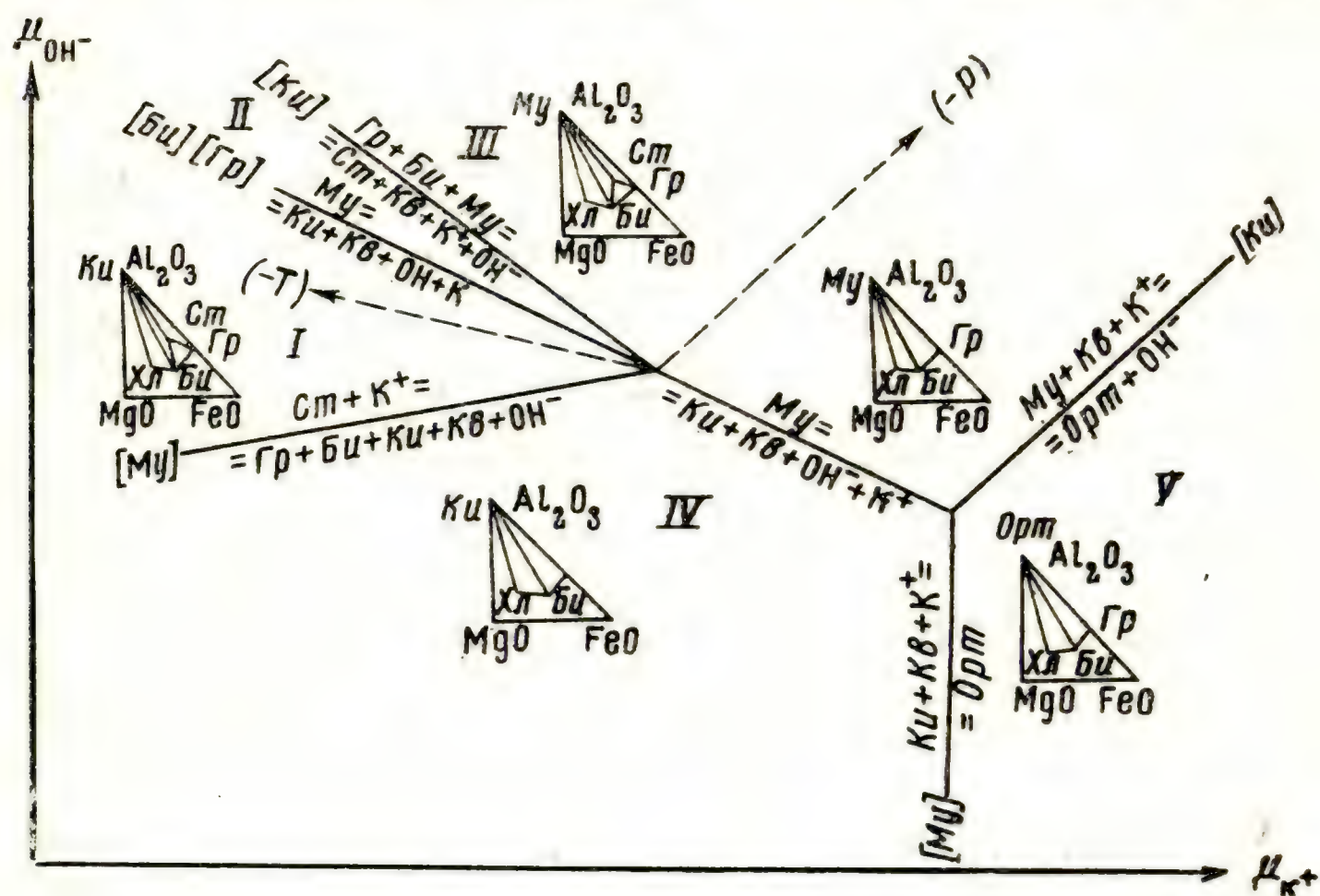


Рис. 2. Парагенетическая диаграмма для глиноземистых пород

В парагенетическом анализе высокоглиноземистые и малоизвестковистые породы необходимо рассматривать вместе. Наличие реликтовых кианита и ставролита говорит о том, что высокоглиноземистые породы Уфалейского массива были метаморфизованы в весьма характерных условиях амфиболовой фации — в условиях ставролит-кианитовой субфации. Последняя характеризуется относительно низкими температурами метаморфизма, высоким давлением, низким потенциалом и инертным поведением щелочей.

Парагенетические особенности глиноземистых пород со ставролитом и кианитом могут быть рассмотрены на пучковой диаграмме (рис. 2), построенной нами для аналогичных парагенезисов свиты кейв (Кольский п-в). Имеем систему с инертными компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO . CaO и Na_2O считаем обособленными компонентами, так как они входят в состав только плагиоклаза. K_2O и OH^- — условно подвижные компоненты. В этой системе возможна кристаллизация следую-

щих минералов: кварц, кианит, ставролит, гранат, биотит, мусковит.

Пучок I показывает, что ставролит может быть устойчив в породах с низкой активностью калия. С увеличением активности калия ставролит становится неустойчив и замещается ассоциацией граната с биотитом и мусковитом.

Пучок II демонстрирует взаимную устойчивость кианита, мусковита и калишпата в зависимости от активности калия и воды. Из диаграммы ясно видно, что кианит с кварцем возможны лишь при низкой активности калия и воды. При гранитизации с повышением активности калия и воды или в породах с высоким содержанием калия и воды кианит неустойчив и заменяется мусковитом или калишпатом, что мы и наблюдаем в породах Уфалейского комплекса.

При региональной гранитизации высокоглиноземистые породы ставролит-кианитовой субфации становятся неустойчивыми и все превращаются в биотит-мусковитовые или калишпат-биотитовые породы с гранатом.

ГРАНИТЫ И ГРАНИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

От малоизвестковистых пород естественно перейти к породам гранитизированным, составляющим основную массу пород Уфалейского массива. Это будут многочисленные разновидности биотитовых, амфиболовых, биотит-амфиболовых, иногда биотит-гранатовых гнейсов, неизменно содержащих в своем составе большое количество олигоклаза, кварца, микроклина; иногда мусковита. К этим же породам необходимо отнести большую группу гранито-гнейсов и гранитов (рис. 3).

Биотитовые гнейсы — это среднезернистые, светло-серые породы, сильно разгнейсованные, полосчатой текстуры. Структура гнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая.

Минеральный состав: плагиоклаз (30—40%), микроклин (10—20%), кварц (10—30%), биотит (5—20%). Из акцессорных минералов присутствуют: апатит, сфен, циркон, рудный минерал, эпидот. В центре некоторых зерен эпидота отмечается густо-оранжевый ортит. Зерна апатита часто обнаруживаются в биотитовых скоплениях. Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу.

Амфиболовые гнейсы — среднезернистые, лейкократовые породы, отчетливо полосчатые. Структура породы гранобластовая.

Минеральный состав: плагиоклаз (40—60%), роговая обманка (20—30%), присутствуют в переменных количествах кварц, микроклин, иногда биотит.

Нередко среди амфиболовых гнейсов наблюдаются порфиро-бластические разности с крупными порфировыми выделениями полевого шпата.



Рис. 3. Гнейсо-гранит уфалейского метаморфического комплекса. Натур. вел.

Широким распространением пользуются также амфибол-биотитовые гнейсы — породы промежуточного состава между биотитовыми и амфиболовыми гнейсами.

Гранито-гнейсы образуют многочисленные естественные обнажения в виде скальных выступов или гряды развалов. Это светло-серые породы мелко- и среднезернистого сложения, отчетливо разгнейсованные. Залегают они среди амфиболовых и биотитовых гнейсов, образуя согласные пласты и прослои. Структура гранито-гнейсов гранобластовая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз-олигоклаз, микроклин, биотит, мусковит, иногда эпидот. Акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит, магнетит. В табл. 4 приведен состав некоторых образцов гранито-гнейсов.

В зонах развития гранито-гнейсов наблюдается довольно большое количество двуслюдяных порфировидных гранитоидов, а также много жильных гранитоидных образований различного состава и структуры.

1. Наиболее широко представлены порфировидные гранитоиды. Это массивные породы с округлыми выделениями серого и розового полевого шпата, в основном микроклина, в мелкозернистом кварц-полевошпатовом агрегате.

Т а б л и ц а 4

Количественно-минералогический состав гранито-гнейсов
(объемн. %)

Минерал	44	45	49	118
Кварц	50,7	47,2	39,5	51,8
Плагиоклаз	33,0	27,3	44,5	35,2
Микроклин	5,7	14,2	1,4	7,8
Биотит	10,6	7,4	14,6	5,2
Мусковит	—	2,4	—	—
Эпидот	—	1,5	—	—

2. Выделяются жилы мелкозернистых гранитов массивной однородной текстуры. Их минеральный состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, мусковит, присутствует биотит, эпидот, магнетит. Плагиоклаз относится к № 10.

3. Выделяются жилы аплитовых гранитов, имеющих резкие контакты с вмещающими породами. Это светлые, желтовато-белые породы. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, микроклин, мусковит, биотит. Акцессорные: сфен, апатит, магнетит.

4. Строго говоря, к жильным образованиям необходимо отнести и многочисленные морфологические типы мигматитов, среди которых выделяются: жильно-порфиробластические, тонкослоистые и прожилковые, птигматитовые.

Внешне гранитизация проявляется в появлении многочисленных порфиробласт полевого шпата и прожилков кварц-полевошпатового состава. В результате породы превращаются в амфиболовые и биотитовые гнейсы. В зонах широкого развития калиевого метасоматоза амфибол начинает замещаться биотитом. Для таких биотитизированных амфиболовых гнейсов характерно также большое количество эпидота. Развитие процессов гранитизации ведет ко все большему увеличению лейкократовых компонентов, причем порода начинает приближаться к гранитному составу. Наряду с гранобластовыми начинают появляться порфиробластовые структуры с порфиробластами калишпата и альбита (рис. 4). В породах появляется обильный свежий микроклин, причем здесь можно наблюдать и микроклин-плагиоклаз-роговообманковые гнейсы, и амфибол-биотит-микроклиновые гнейсы.

Широкое развитие калиевого метасоматоза с обильным появлением крупных порфиробласт микроклина нередко приводит к тому, что участками гранито-гнейсы приобретают пегматитовый облик. По данным трех количественных подсчетов

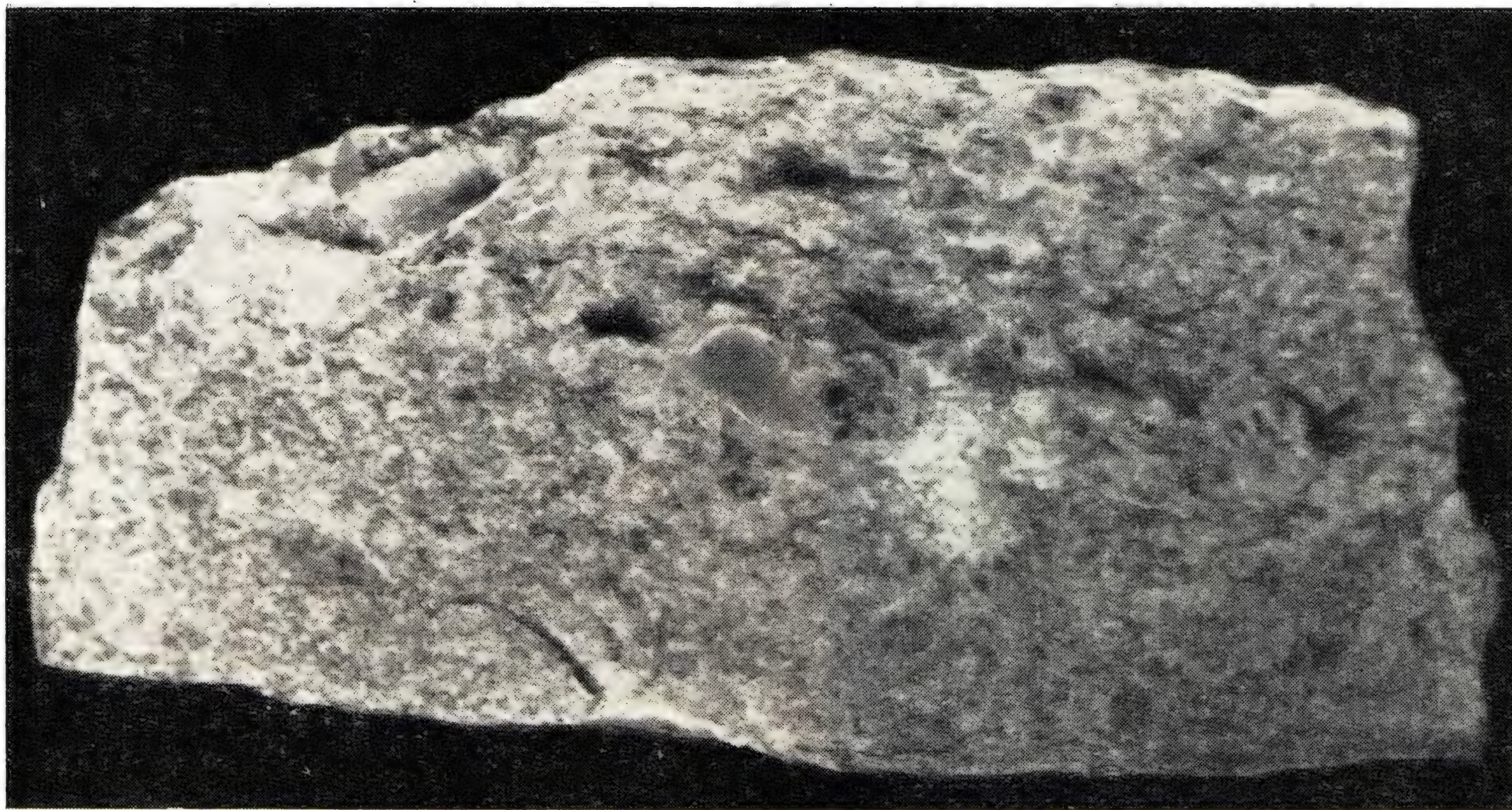


Рис. 4. Цепочка из порфиробласт микроклина в гранито-гнейсе. Натур. вел.

такие «пегматитизированные» гранито-гнейсы характеризуются высоким содержанием микроклина (табл. 5). Если сравнить составы пегматитизированных гранито-гнейсов и собственно гранито-гнейсы (см. табл. 4), то ясно, что первые отличаются повышенным содержанием микроклина, а в некоторых случаях и мусковита. Все это, несомненно, — результат широко проявленного в таких породах калиевого метасоматоза (рис. 5).

В гранитизированных породах Уфалейского массива присутствуют в тех или иных сочетаниях следующие минералы: кварц, микроклин, мусковит, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, гранат.

Минеральные разнообразия системы с такими минералами будут определяться следующими параметрами. Экстенсивные параметры концентрации инертных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. Интенсивные параметры: химические потенциалы калия, натрия и воды (температуру и давление принимаем постоянными).

Т а б л и ц а 5

Количественно-минералогический состав пегматитизированных гранито-гнейсов (объемн. %)

Минерал	1	2	3
Кварц	47,2	47,9	53,0
Плагиоклаз . . .	11,0	17,0	10,2
Микроклин . . .	30,9	33,0	27,7
Биотит	5,5	1,5	—
Мусковит	3,4	—	8,3
Эпидот	2,0	0,6	0,8

Матрица для расчета пучковой диаграммы с составами минералов имеет вид:

	SiO_2	$\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$	CaO	$(\text{MgFe})\text{O}$	$\frac{1}{2}\text{Na}_2\text{O}$	$\frac{1}{2}\text{K}_2\text{O}$	OH^-
<i>Кв</i>	1	0	0	0	0	0	0
<i>Мк</i>	3	1	0	0	0	1	0
<i>Пл₂₀</i>	17	7	1	0	0	0	0
<i>Би</i>	3	1	0	3	0	1	2
<i>Му</i>	3	3	0	0	0	1	2
<i>Гр</i>	3	2	0	3	0	0	0
<i>Рог</i>	7	2	2	4	0,5	0	2

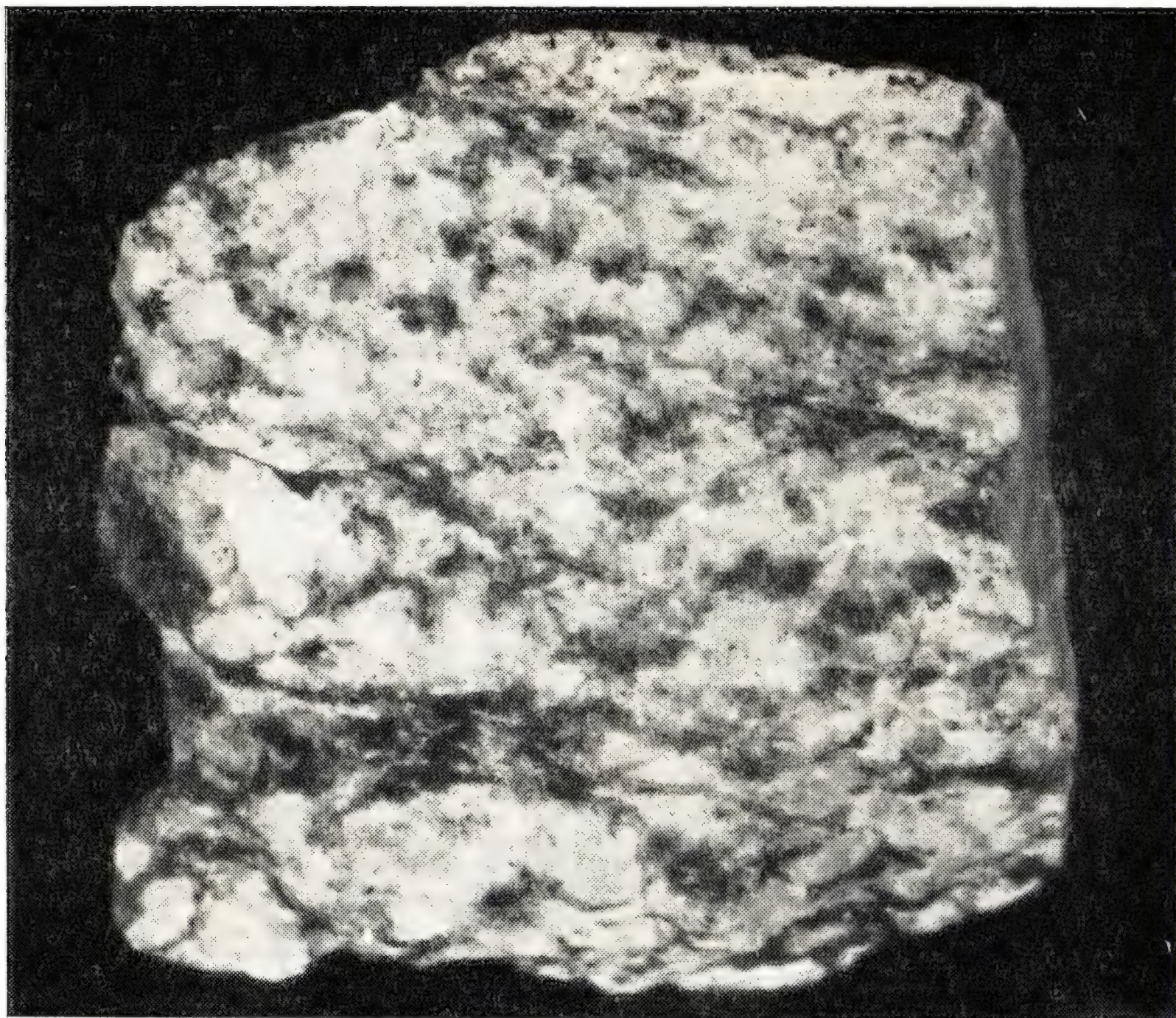
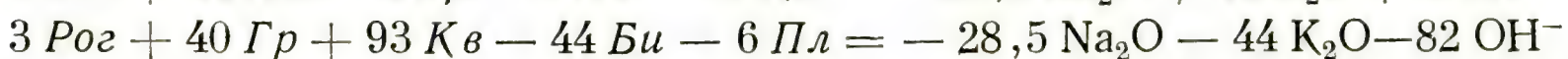
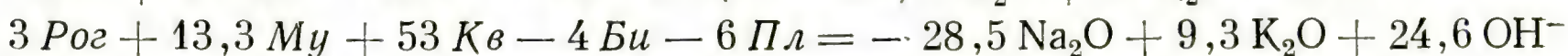
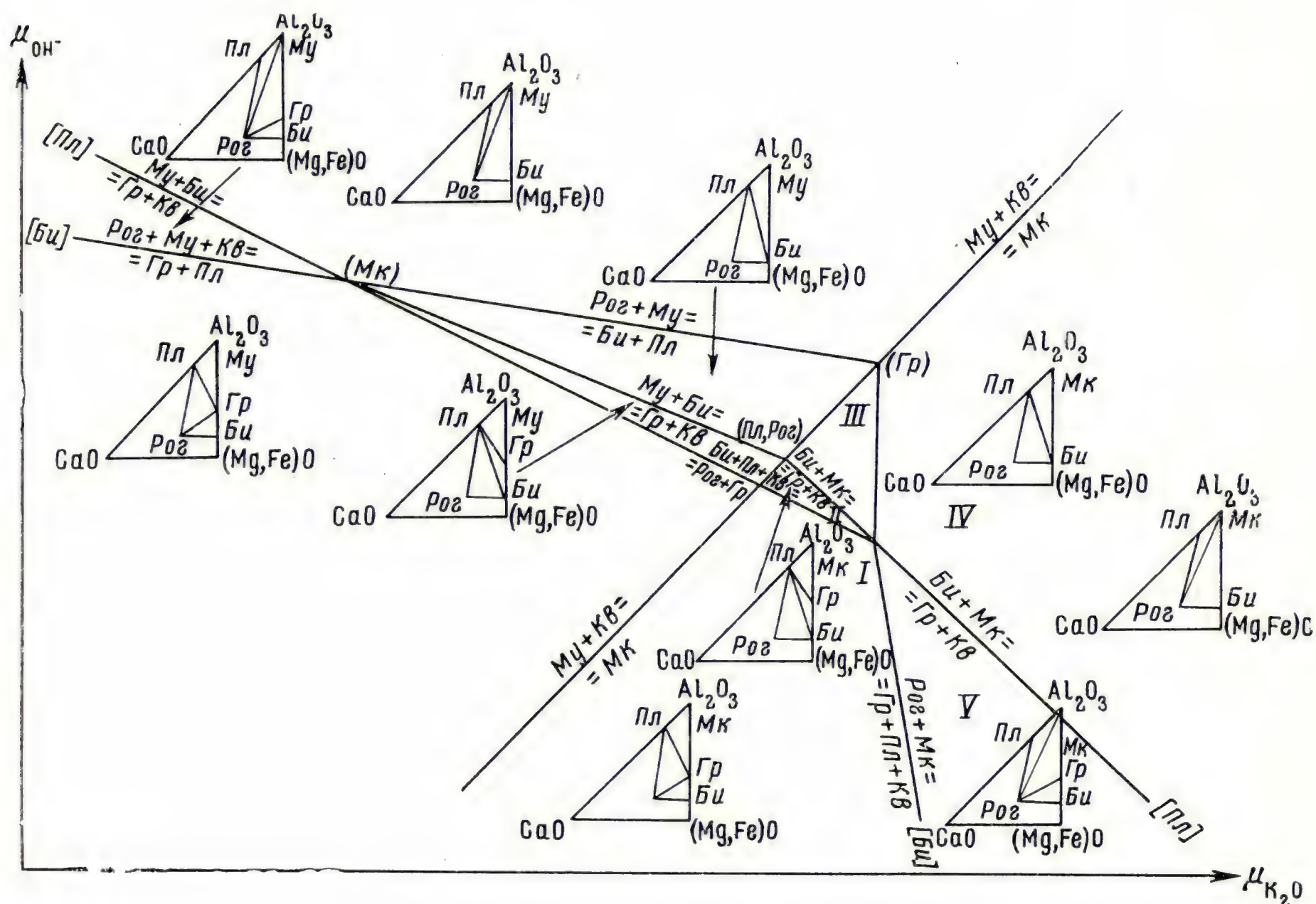


Рис. 5. Микроклинизированный гранито-гнейс. Натур. вел.

Имеем мультисистему с одной отрицательной степенью свободы и, следовательно, шесть нонвариантных точек. Для всех шести рассчитываем моновариантные реакции. Для каждой точки по шесть реакций, всего получаем тридцать шесть уравнений. Но большинство реакций являются общими для нескольких пучков. Всего насчитывается восемь различных моновариантных реакций, которые определяют равновесие определенных парагенезисов в зависимости от активности подвижных компонентов и концентрации инертных:



Поскольку нам важно проследить эволюцию парагенезисов в связи с гранитизацией, построим пучковую диаграмму в координатах μ_{K_2O} — μ_{H_2O} . Влияние на парагенезисы μ_{Na_2O} менее важно, так как новых натрийсодержащих минералов не возникает, а состав плагиоклаза и роговой обманки остается приблизительно одинаковым и в гранитизированных и в негранитизированных разностях.



Рассмотрим на диаграмме, как изменяются парагенезисы гнейсов и сланцев в связи с процессами региональной гранитизации.

сланцев и гнейсов становятся неустойчивыми. Так, на диаграмме видно, что при низкой активности калия в гнейсах устойчива ассоциация граната с роговой обманкой (поле I). Это также характерная ассоциация гранатовых амфиболитов. С повышением активности калия эта ассоциация становится неустойчивой и заменяется ассоциациями биотит-роговообманковых гнейсов и гранат-биотитовых гнейсов (поле II). При еще большей активности калия в породе становится неустойчив гранат с кварцем и появляются ассоциации биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов (поле III).

Наконец, при наибольшем потенциале калия устойчива ассоциация роговой обманки с микроклином. В поле IV возможна кристаллизация биотит-роговообманковых гранитов.

Если температуры гранитизации уменьшаются и достаточно увеличивается активность воды, то в гранитизированных породах может появиться мусковит. В мусковитовых парагенезисах с увеличением активности калия и воды идут такие же превращения парагенезисов, т. е. последовательно становятся неустойчивыми ассоциации $Рог+Гр$, $Гр+Пл$, $Гр+Кв$.

Таким образом, гранитизация гнейсовой толщи Уфалейского массива происходит в условиях подвижного поведения и прогрессивно увеличивающейся активности калия, т. е. в условиях все увеличивающейся щелочности.

В этих условиях типичные ассоциации гнейсов, сланцев, амфиболитов и высокоглиноземистых пород становятся неустойчивыми и через целый ряд изменений превращаются в биотитовые и роговообманковые гранитоиды. Возникновение гранитизированных пород, гранито-гнейсов и гранитов происходит под действием регионального щелочного калиевого метасоматоза.

МУСКОВИТ-АЛЬБИТ-КВАРЦЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Полевые и петрографические наблюдения показывают, что процессы региональной гранитизации, сопровождающиеся интенсивным калиевым метасоматозом, сменяются процессами натрового метасоматоза с широким развитием процессов альбитизации, окварцевания и мусковитизации гнейсов, гранито-гнейсов, сланцев и гранитов с развитием многочисленных прослоев и жил альбитовых и альбит-кварц-мусковитовых пород. Иногда это крайне неопределенные по очертаниям зоны альбитизированных или мусковитизированных гнейсо-гранитов среди обычных микроклиновых гранитов, иногда это согласные пластовые тела среди гнейсов и сланцев, иногда это продольносекущие или поперечносекущие жилы пегматоидного облика или полосчатые зоны (рис. 7). В последних невыдержанные полосы

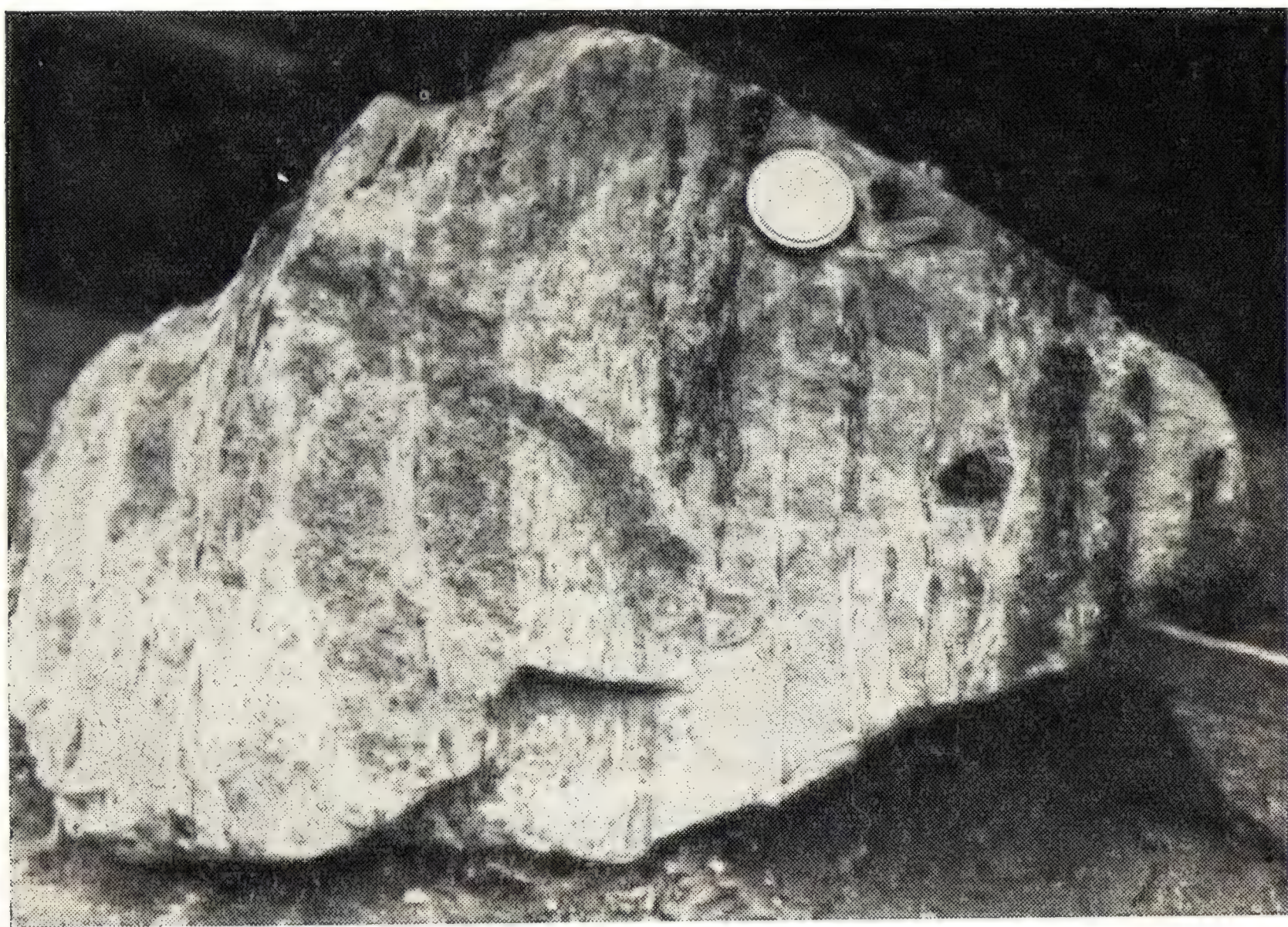


Рис. 7. Полосчатый облик так называемых «пегматитов» горы Слюдяной. Натур. вел.

кварца и альбитита перемежаются с мусковитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Часто альбититы образуют линзовидные и четковидные тела, согласно залегающие с вмещающими породами.

В более общем, региональном плане такие породы приурочиваются к крупным региональным зонам, далеко прослеживаемым по простиранию. В окрестностях Слюдорудника такая зона приурочивается к области контакта слюдяногорской и куртинской свит.

Главные породообразующие минералы описываемых пород: кварц, альбит, микроклин, мусковит. Кроме того, встречаются биотит, гранат, эпидот и большая группа акцессорных редкоземельных и редких минералов.

Большинство предыдущих исследователей называли описываемые породы пегматитами, но это не типичные пегматиты. В них нигде не наблюдаются характерные для пегматитов графические или пегматоидные структуры. Нигде нет и классической зональности. Это все-таки типичные метасоматиты, тесно связанные в своем происхождении с позднекислотной стадией регионального метаморфизма и гранитизации.

Вопросы генезиса альбитизированных мусковитовых пегматитов горы Слюдяной рассматривались в литературе А. С. Амеландовым (1937), А. Е. Ферсманом (1940), П. П. Скабичевским (1940), Д. А. Минеевым, (1959), П. П. Боровиковым (1961), Д. П. Грознецким (1963) и нет нужды на них специально останавливаться. Все авторы обращают внимание на необычный минеральный состав пегматитов, обогащенных кварцем, альбитом и мусковитом. Все отмечают наличие разнообразных реликтовых и отсутствие типичных пегматитовых структур и текстур. Достаточно единодушно эти пегматиты рассматриваются как геологические тела, возникающие в процессе общей гранитизации, метаморфической дифференциации и метасоматического преобразования пород гнейсовой толщи.

Этим пластовым и жильным телам, отличающимся лейкократовым обликом, близким к гранитоидам средним составом, крупными (гигантскими) размерами некоторых кристаллических индивидов (олигоклаза, мусковита, иттроэпидота, фергюсонита, самарскита, эпидота, граната, апатита, рутила, иногда биотита, роговой обманки и т. п.) можно оставить название «гранитные пегматиты» — понятие в настоящее время весьма «емкое» и неопределенное, однако правильное именовать их метасоматитами.

Примером сложно построенной альбитизированной и мусковитизированной зоны является «жила № 3» Слюдорудника. Это сложное пластообразное тело с многочисленными прослоями амфиболовых, биотит-амфиболовых и слюдяных гнейсов, содержащих большое количество (более 35%) сближенных прослоев и жил кварц-альбит-микроклин-мусковитового состава (рис. 8). В основном это согласно залегающие или слабосекущие жилы, образующие по простиранию и по падению то раздувы и пережимы, то совершенно прерывающиеся. Кроме того, фиксируется целый ряд продольных и поперечных апофиз, прихотливых очертаний, соединяющих отдельные прослои между собой. Прослеженная длина зоны составляет 300 м при мощности 170 м, однако границы зоны еще не установлены.

Богатая ортитом и фергюсонитом продольная «жила № 4» залегает среди слюдяно-амфиболовых гнейсов и гнейсо-гранитов. Азимут простирания $S334^{\circ}-350^{\circ}$, падение на СВ под углом 30° .

Взаимоотношения ее с вмещающими породами весьма сложные. Амфибол-биотитовые гнейсы в контакте имеют очковую текстуру и порфиробластовую структуру. Это продукты перекристаллизации и метасоматического развития порфиробласт полевого шпата в измененных амфиболовых гнейсах. Состав амфиболовых гнейсов в контакте изменяется, появляются эпидот, биотит, увеличивается лейкократовость. На контакте с гранито-гнейсами наблюдается постепенный переход через



Рис. 8. Окварцеванный гранито-гнейс. Натур. вел.

мусковитовые очковые гнейсы с постепенным укрупнением порфиробласт полевых шпатов до пегматоидной текстуры.

Сам материал «жилы» характеризуется полосчатым строением, в котором выделяются полосы и блоки сравнительно чистого мелкозернистого альбита и микроклина, чередующегося с зонами серого гранулированного кварца. Отдельные полосы сильно обогащены коричневым кальцитом, слюдами, эпидотом, гранатом, роговой обманкой. Встречаются цепочечные выделения рутила, апатита, ортита, отдельные зерна и скопления зерен фергюсонита.

Несомненно, что описываемые зоны явились ареной широкого проявления здесь метасоматических процессов и перекристаллизации. Несомненна наложенность альбитовой и мусковитовой минерализации, проявленной и во вмещающих породах. Петрографические наблюдения показывают, что широкое развитие калиевого метасоматоза, сказавшегося в образовании крупных порфиробласт микроклина, сменилось процессами натрового метасоматоза или альбитизацией. И, наконец, последняя сменяется мощным процессом гидролиза шпатов с образованием мусковита и кварца. Самые поздние новообразования кальцита говорит о том, что в последней, завершающей стадии имел место в водных растворах и углекислый метасоматоз. Аналогичные процессы описаны Д. П. Сердюченко (1963) на Полярном Урале.

Стадия натрового метасоматоза с большим участием воды ведет к тому, что многие гранитоидные образования претерпевают перекристаллизацию с образованием крупнопорфировых пегматитоподобных структур. Одновременно в породах растет количество альбита и мусковита и возникают породы простого состава с кварцем, альбитом, микроклином и мусковитом.

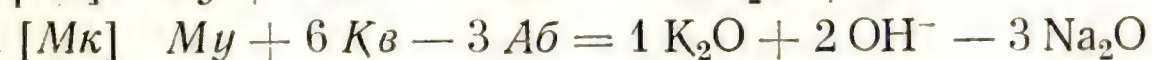
С точки зрения парагенетического анализа рассмотрим взаимную устойчивость микроклина, альбита и мусковита с кварцем. Состав этих минералов ограничивается следующими компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , H_2O . Экстенсивные параметры системы: концентрации SiO_2 и Al_2O_3 . Интенсивные параметры $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$, $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$, μ_{OH^-} .

При постоянной температуре и давлении ассоциация микроклин—альбит—мусковит—кварц является неинвариантной.

Матрица для расчета имеет вид:

	SiO_2	$1/2\text{Al}_2\text{O}_3$	$1/2\text{K}_2\text{O}$	$1/2\text{Na}_2\text{O}$	OH^-
<i>Кв</i>	1	0	0	0	0
<i>Аб</i>	3	1	0	1	0
<i>Мк</i>	3	1	1	0	0
<i>Му</i>	3	3	1	0	2

Моновариантные реакции:



Диаграммы парагенезисов в координатах $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ — μ_{OH^-} ; μ_{OH^-} — $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$; $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ — $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ построены на рис. 9.

Анализ диаграммы показывает, что замещение микроклина альбитом связано с падением активности калия и увеличением активности натрия. Процесс мусковитизации связан с возрастанием активности OH^- и падением активности калия и натрия. Реакции образования мусковита всегда сопровождаются выделением большого количества свободного кварца. И, действительно, в обнажениях всегда наблюдаются скопления мусковита с кварцем или среди кварцевых прослоев.

Последовательная смена процессов микроклинизации процессами мусковитизации и окварцевания, наблюдаемая непосредственно в обнажениях и в шлифах, свидетельствует об определенной эволюции метаморфизирующих растворов.

Полевой, петрографический материал и анализ диаграммы (см. рис. 9) позволяют утверждать, что метасоматический процесс имеет строгую направленность. Происходит последовательное изменение щелочности—кислотности метасоматических

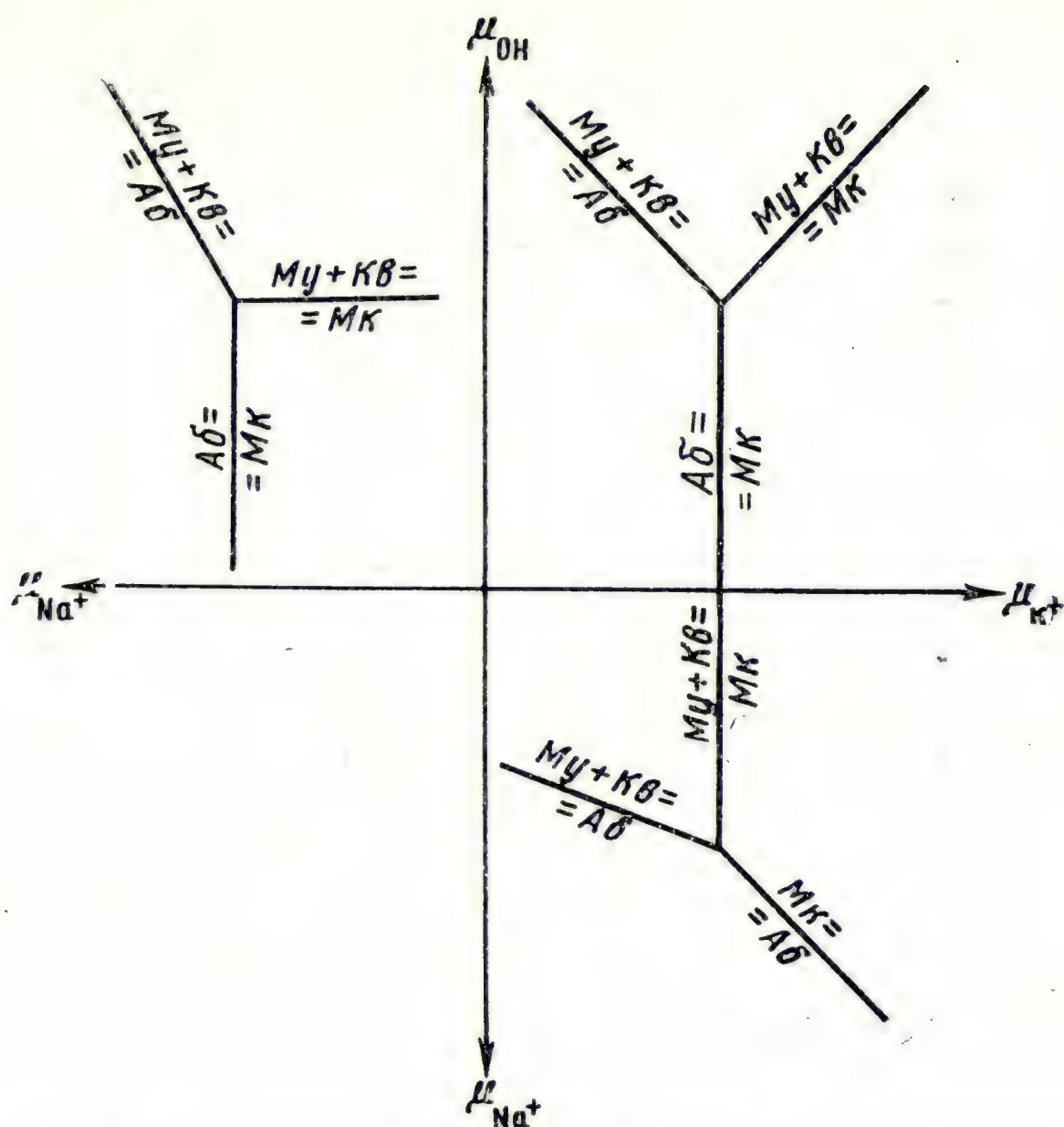


Рис. 9. Парагенетическая диаграмма для метасоматитов

растворов. Причем, кислотность их все время возрастает, в связи с чем последовательно меняется активность определяющих подвижных компонентов от щелочных к кислотным, т. е. от калия к натрию, и наконец, к гидроксил-аниону.

В этом же плане, в связи с возрастанием кислотности растворов необходимо рассмотреть интересные реакционные каемки граната в поздних метасоматитах. В кварц-эпидот-альбитовых метасоматитах Слюдорудника нередко наблюдается развитие граната альмандина на стыке зерен эпидота и альбита. Такую реакционную каемку гранита можно видеть на микрофотографии шлифа (рис. 10): с какого-то момента устойчивое сочетание эпидота с альбитом становится неустойчивым и вместо эпидота с альбитом появляется альмандин, т. е. происходит реакция: $Эп + Аб \rightarrow \text{Альмандин}$. В данном уравнении в эпидоте присутствует лишь окисное железо, а в альмандине — закисное. Такой переход окисного железа в закисное можно связать с резким увеличением кислотности растворов. В кислых растворах восстановление железа несравненно легче, чем в щелочных (т. е. восстановление может происходить и при достаточно высоких значениях окислительного потенциала). Таким образом, реакционные каемки альмандина на стыках зерен эпидота и альбита также свидетельствуют об увеличении кислотности растворов на поздних этапах.

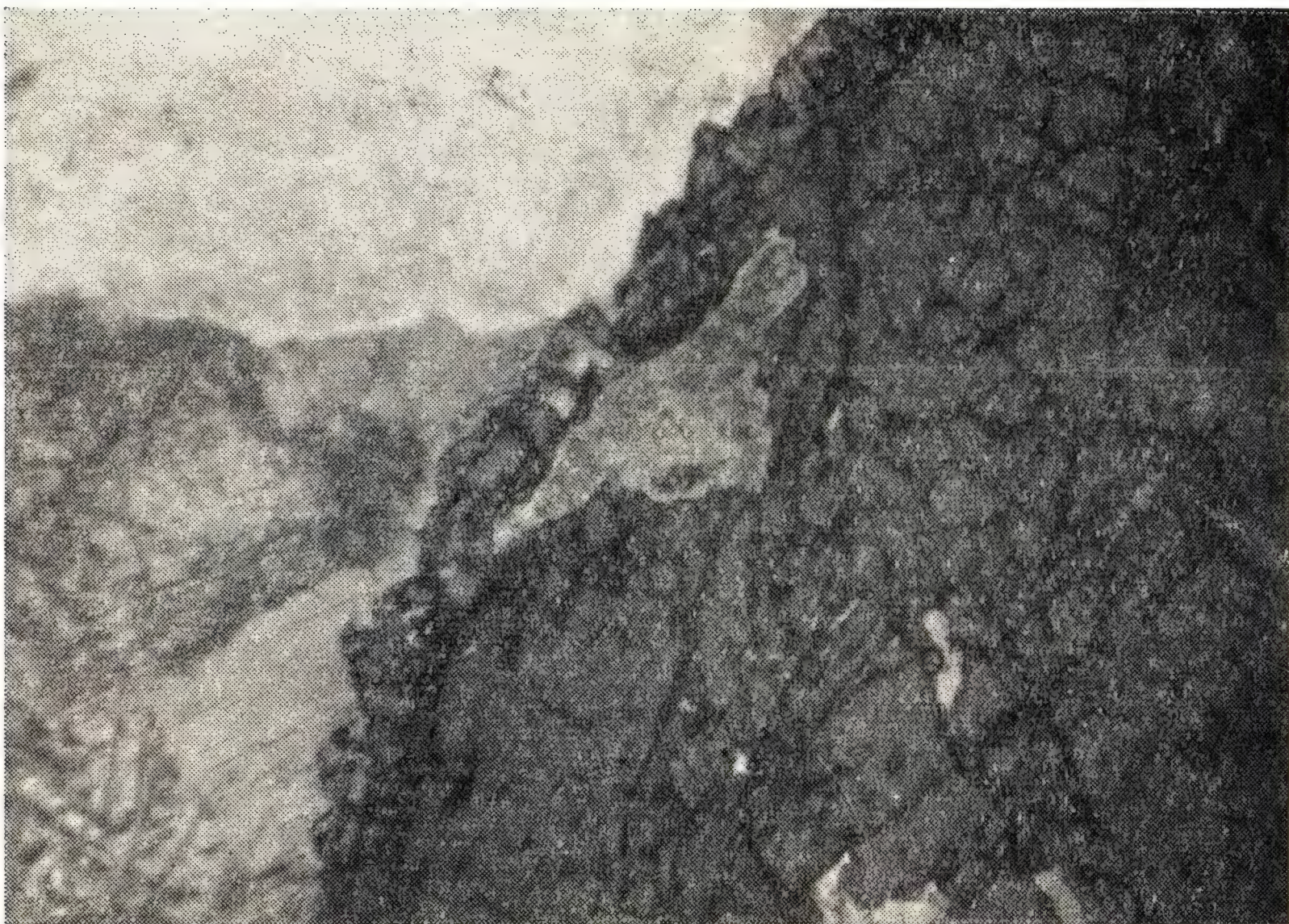


Рис. 10. Каемка альмандина на стыке эпидота с альбитом. Без анализатора, увел. 12

В связи с увеличивающейся кислотностью необходимо рассмотреть также и то, что на последних этапах, в условиях высокой кислотности, становится неустойчивым ортит. Он встречается в микроклин-альбитовых породах. На поздне-кислотном этапе ортит становится неустойчив.

Рассмотрим парагенезисы, сложенные кварцем, альбитом, ортитом, гранатом и эпидотом.

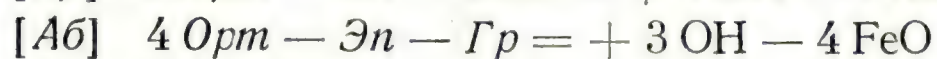
Имеем систему с инертными компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO . Подвижные компоненты: натрий, вода, железо.

В условиях большого перепада кислотности—щелочности и перехода окисного железа в закисное железо необходимо рассматривать как подвижный компонент.

Имеем матрицу:

	SiO_2	$\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$	CaO	$\frac{1}{2}\text{Na}_2\text{O}$	FeO	OH^-
<i>Кв</i>	1	0	0	0	0	0
<i>Аб</i>	3	1	0	1	0	0
<i>Гр</i>	9	6	2	0	7	0
<i>Эп</i>	3	2	2	0	1	1
<i>Орт</i>	3	2	1	0	1	1

Уравнения моновариантных равновесий:



Полученные соотношения изображены на рис. 11.

Из диаграммы видно, что с увеличением кислотности ортит становится неустойчив, т. е. ортит бывает устойчив при относительно низкой кислотности растворов. Ожидать его можно только в альбитовых или даже микроклиновых зонах метасоматических пород, но ни в коем случае не в мусковитовых. В мусковитовых зонах ортит должен быть неустойчив. Обильный ортит наблюдается в жиле № 4, существенно полевошпатовый и именно в полевошпатовых блоках и прослоях, а не в мусковитовых.

Поскольку на поздних этапах ортит как самостоятельный редкоземельный минерал образоваться не может, а поздние растворы обогащены редкими землями, последние входят в состав поздних эпидотов и кальцитов. Поздние эпидоты и кальциты метасоматитов оказываются сильно обогащенными редкими землями (см. далее).

Реакция образования граната из эпидота и альбита также имеется на диаграмме (см. рис. 11). Как видно из диаграммы, эта реакция протекает в связи с увеличением кислотности.

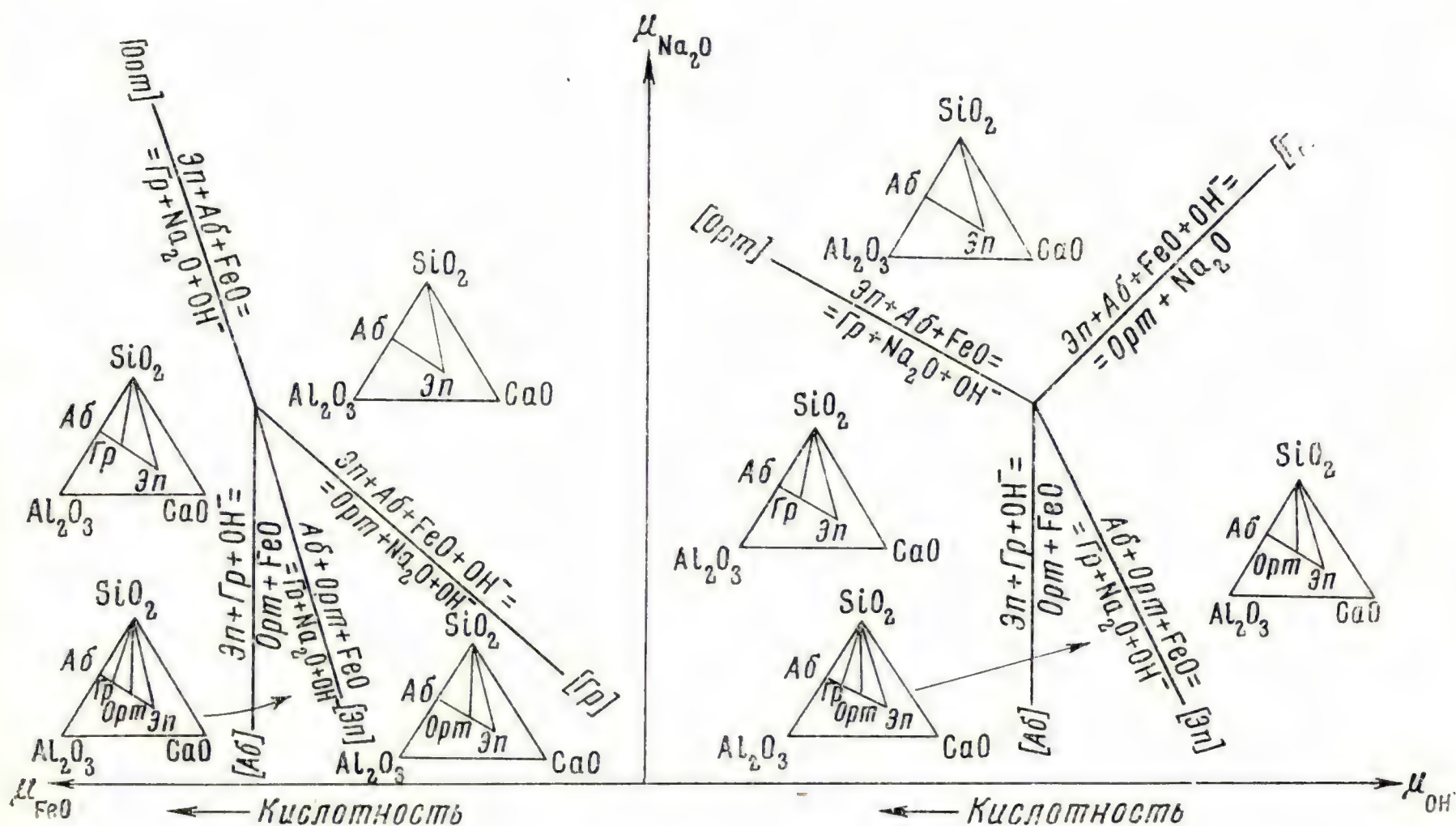


Рис. 11. Парагенетическая диаграмма для ортитсодержащих пород

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОМПЛЕКСА

При геологическом картировании района, производившегося под руководством Д. П. Грознецкого и Е. П. Мельникова, были опробованы все породы, пересекаемые четырехкилометровыми магистральными канавами. В дальнейшем частные пробы (около 500), любезно предоставленные нам Д. П. Грознецким и Е. П. Мельниковым, были сгруппированы по соответствующим литологическим разностям каждой из свит и объединены. Результаты анализа 30 объединенных проб, выполненных в лабораториях ИМГРЭ, сведены в табл. 6, 7.

По данным предварительного спектрального анализа отчетливо выделяются серпентиниты и биотит-кальцитовые породы, обедненные K, Sr, Cu, Ga, Al, Ti, Zr и обогащенные Co, Ni, Cr. Кварциты, естественно, обеднены Mg, Fe и др., а амфиболиты обогащены Fe, Co и обеднены K, Ba и др. Двуслюдяные гнейсы наиболее богаты Ga, Zr, Nb.

Натрий и калий. Обращает на себя внимание более высокое содержание щелочей в породах слюдяногорской подсвиты при существенном преобладании натрия, тогда как для образований куртинской свиты более характерно превышение содержания калия над натрием.

Максимальным отношением Na/K (>3) во всех случаях отличаются амфиболиты, мигматиты, альбитизированные пегматиты и мусковитовый пегматит-аплит. Весьма сходным между собой соотношением характеризуются граниты (1,3; 2,3), гранито-гнейсы (2,0; 1,4; 1,2; 1,9) и слюдоносные пегматиты (1,4). Относительно обогащены калием двуслюдяные гнейсы (0,7) и сланцы (0,3; 0,7) слюдяногорской подсвиты, сланцы (0,4; 0,4; 0,04; 0,05) и кварциты (0,6; 0,6) куртинской свиты и неслюдоносные микроклиновые пегматиты (0,9).

Минимальным содержанием щелочей, естественно, обладают кварциты, минимум содержания натрия наблюдается в гранато-слюдяно-кварцевых сланцах, а минимум содержания калия — в плагиоклазовых амфиболитах. Максимальное содержание щелочей установлено в микроклинизированных («пегматитизированных»), биотитовых гранито-гнейсах и микроклиновых неслюдоносных пегматитах.

Скандий. Содержание скандия везде превышает кларк. Ниже всего оно в гранитоидах (гранитах, гнейсо-гранитах, гранито-гнейсах, пегматитах), выше — в кварцитах, гнейсах, сланцах и мигматитах, наиболее высоко в амфиболитах, где достигает 0,011% (в 20 раз выше кларка).

Мигматиты по амфиболитам легко отличаются от мигматитов по сланцам содержанием Sc_2O_3 . Точно так же отличаются от остальных амфиболовые гнейсы и сланцы.

Таблица 6

Содержание щелочных и редких элементов в метаморфических породах Нижне-Уфалейского комплекса

Порода	Na	K	Na/K	Be · 10 ⁻⁴	Sc · 10 ⁻⁴	ΣR ₂ O ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Количество проб
Куртинская свита									
<i>Кварциты</i>									
Графитовые	0,60	0,96	0,6	1,0	27	0,01	—	—	6
Двуслюдяные и гранатовые	0,50	0,78	0,6	1,0	26	0,01	—	—	5
<i>Сланцы</i>									
Гранато-слюдяно-кварцевые	0,12	2,80	0,04	2,3	29	Не обн.	—	—	19
Слюдяно-кварцевые	0,92	2,31	0,4	2,3	27	То же	Не обн.	Не обн.	26
Кварцево-слюдяные	0,85	1,70	0,5	2,3	31	—	—	0,001	23
Амфиболовые	1,84	0,9	2,0	1,0	67	0,02	—	—	6
Графит-слюдяно-кварцевые	0,90	2,06	0,4	2,9	26	Следы	0,001	0,001	18
Серпентиниты и тальк-карбонатные породы	0,80	0,30	2,7	Не обн.	42	0,012	—	—	4
Амфиболиты (гранатовые и цоизитовые)	2,0	0,57	3,5	4,5	47	0,018	0,001	0,001	17
Уфалейская свита									
слюдяногорская подсвита									
<i>Кварциты</i>									
Двуслюдяные и гранатовые	1,52	1,29	1,3	Не обн.	39	Не обн.	—	—	4
<i>Сланцы</i>									
Гранато-слюдяно-кварцевые	1,01	3,50	0,3	Не обн.	44	Не обн.	—	—	1
Слюдяно-кварцевые	1,78	2,66	0,7	3,0	23	0,013	0,003	Не обн.	15
<i>Мигматиты</i>									
По амфиболитам	3,15	0,85	3,7	7,6	39	0,02	0,004	0,002	48
По сланцам	2,83	0,47	6,0	7,5	23	Следы	0,003	Не обн.	25

Таблица 6 (окончание)

Порода	Na	K	Na/K	Be · 10 ⁻⁴	Sc · 10 ⁻⁴	ΣTR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Количество проб
<i>Гнейсы</i>									
Биотитовые и амфиболо-биотитовые	2,94	2,10	1,4	6,3	38	0,04	0,005	Не обн.	27
Двуслюдяные	1,80	2,68	0,7	4,8	19	Не обн.	0,007	То же	22
<i>Амфиболиты</i>									
Неопределенные	2,78	0,46	6,0	5,9	54	0,018	Не обн.	» »	90
Плагноклазовые	3,00	0,24	12,5	—	—	0,009	0,001	» »	1 ср.
<i>Интрузивные и жильные породы</i>									
Амфиболиты	—	—	—	Не обн.	110	0,02	—	—	3
Граниты	2,92	2,30	1,3	11,0	10	0,02	Не обн.	Не обн.	9
Биотитовые граниты	3,58	1,58	2,3	—	—	0,01	0,001	То же	1 ср.
Гнейсо-граниты	3,00	1,90	1,6	5,6	16	—	0,002	» »	14
Биотитовые гранито-гнейсы	2,75	1,35	2,0	—	—	0,015	Не обн.	» »	1 ср.
Микроклинизированные гранито-гнейсы	3,58	2,62	1,4	—	—	0,024	0,010	Не обн.	1 ср.
То же	3,98	3,30	1,2	—	—	0,008	0,001	0,001	1 ср.
Гранито-гнейсы	3,38	1,74	1,9	2,3	18	0,018	0,002	Не обн.	40
Мусковитовый пегматит-аплит	3,30	1,40	3,2	—	—	0,01	Не обн.	То же	1 ср.
Слюдоносный альбитизированный пегматит	2,63	1,90	1,4	—	—	0,012	0,001	» »	1 ср.
Неслюдоносный микроклиновый пегматит	3,52	3,93	0,9	—	—	0,009	0,005	» »	1 ср.
Неслюдоносный пегматит	4,7	1,25	3,8	5,0	7	0,008	—	—	5

Т а б л и ц а 7

Состав лантаноидов в объединенных пробах Нижне-Уфалейского метаморфического комплекса

TR, %	Местоположение, породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
	Куртинская свита														
0,01	Кварциты	17,1	39,7	5,9	20,3	5,0	—	6,6	—	5,4	—	—	—	—	—
0,01	Кварциты	12,7	41,4	10,5	17,5	5,3	—	7,2	—	5,4	—	—	—	—	—
0,02	Сланцы	15,7	44,0	5,2	19,3	5,2	1,0	4,2	0,5	2,5	0,4	1,0	0,2	0,6	0,2
0,012	Серпентиниты и др.	9,4	38,8	5,3	21,4	9,4	1,1	7,2	0,5	3,7	0,5	1,3	0,3	0,8	0,3
0,018	Амфиболиты . . .	11,4	48,6	3,5	15,9	7,9	1,7	6,2	0,4	4,0	—	0,4	—	—	—
	Уфалейская свита														
0,013	Сланцы	13,3	44,2	4,4	16,7	6,4	1,2	4,9	0,5	3,9	0,8	1,2	—	2,0	0,5
0,02	Мигматиты	12,9	48,2	4,5	15,5	6,5	1,4	4,1	0,5	3,4	0,5	1,2	0,2	0,9	0,2
0,04	Гнейсы	16,2	43,2	5,7	17,0	5,9	1,2	4,1	0,5	3,0	0,7	1,2	0,2	0,9	0,2
0,018	Амфиболиты . . .	14,2	37,1	3,1	14,8	8,6	1,8	8,6	0,6	4,9	1,2	1,8	0,8	1,8	0,6
0,009	Амфиболиты . . .	10,5	31,3	6,9	21,9	8,5	1,0	10,5	0,5	6,9	—	2,0	—	—	—
0,02	Амфиболиты . . .	8,8	31,4	5,6	20,8	7,7	1,8	7,4	0,7	6,6	1,1	3,7	0,7	3,0	0,7
0,02	Граниты	14,5	52,5	4,5	14,2	4,5	0,8	3,1	0,3	2,6	0,3	1,3	0,3	0,8	0,3
0,01	Граниты	15,8	67,1	3,9	10,4	0,6	—	0,8	0,1	1,1	—	0,2	—	—	—
0,015	Гранито-гнейсы .	17,8	42,0	6,5	19,3	4,5	0,5	4,2	0,3	3,2	0,2	0,9	—	0,6	—
0,024	Микроклинизиров.	6,1	42,8	3,7	13,6	5,3	0,5	9,4	1,2	10,3	1,0	3,9	0,2	1,8	0,2
0,008	Гранито-гнейсы . .	11,1	47,5	4,4	13,7	5,1	0,3	7,2	0,6	5,7	0,6	2,2	—	1,6	—
0,01	Пегматит-аплит . .	13,1	69,5	1,7	8,7	0,9	—	1,7	—	0,9	—	—	—	3,5	—
	Слюдоносный														
0,012	пегматит	9,7	28,1	4,4	13,2	7,9	0,8	12,3	0,8	12,3	0,9	6,1	—	3,5	—
	Неслюдоносный														
0,009	пегматит	7,8	24,2	3,5	11,4	7,8	1,4	16,3	1,4	16,3	2,8	4,3	—	2,8	—

Примечания. Анализы 1 и 2 выполнены методом бумажной хроматографии, остальные—рентгено-спектральным в лаборатории ИМГРЭ; содержание иттрия по хроматографическим данным около 10% от ΣTR_2O_3 .

Бериллий. Этот элемент несколько концентрируется лишь в породах слюдяногорской подсвиты. Вдвое выше кларка его содержание в гранитах, в полтора раза — в мигматитах, близко к кларку — в амфиболитах, гнейсо-гранитах. Кварциты, серпентиниты и сланцы и, видимо, гранито-гнейсы резко обеднены бериллием.

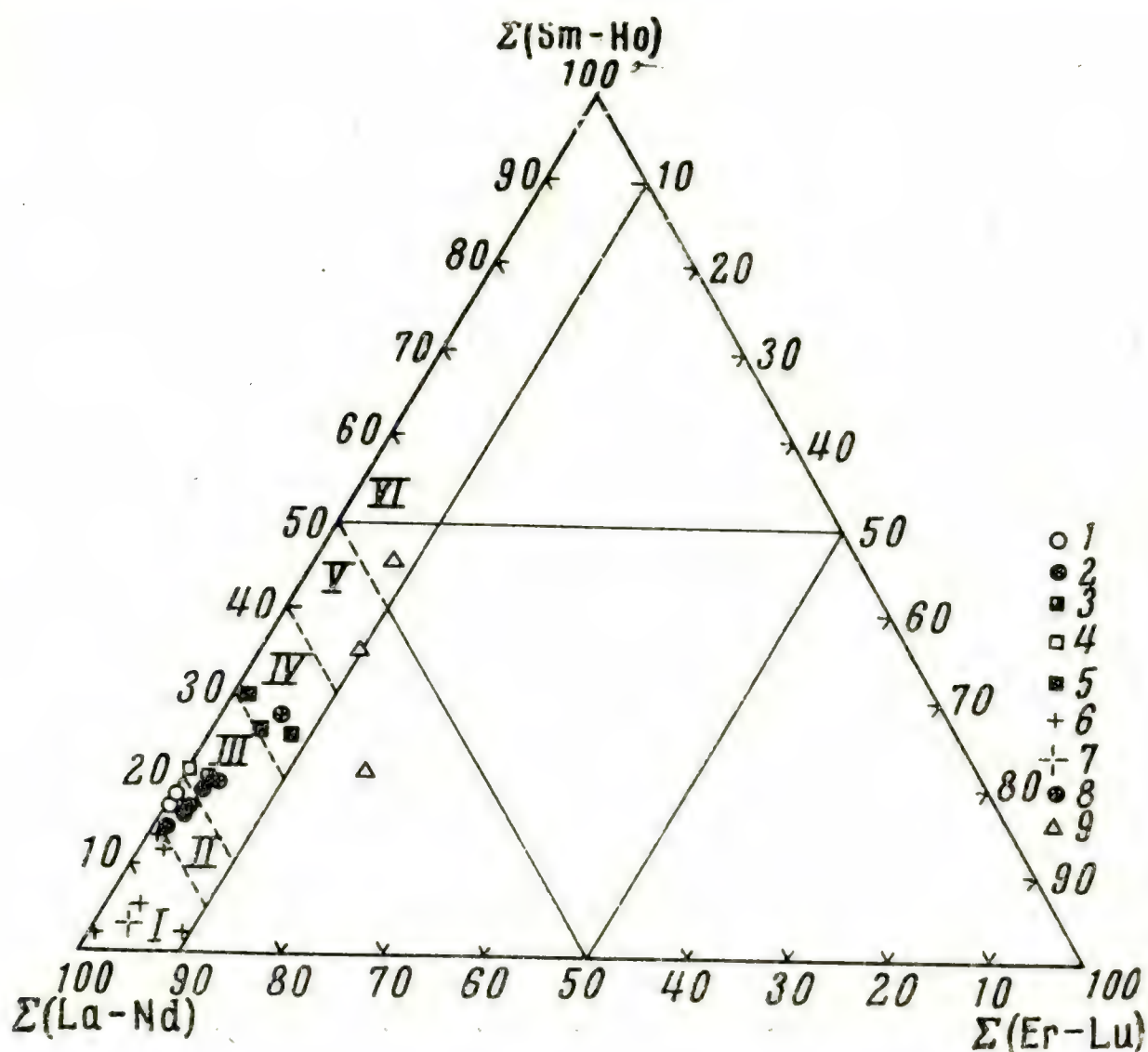


Рис. 12. Диаграмма, иллюстрирующая соотношение лантаноидов в породах уфалейского метаморфического комплекса:

1 — кварциты; 2 — сланцы, мигматиты и гнейсы; 3 — серпентиниты и тальк-карбонатные породы; 4 — амфиболиты куртинской свиты; 5 — амфиболиты уфалейской свиты; 6 — граниты и гранито-гнейсы; 7 — пегматит-аплиты; 8 — микроклинизированные гранито-гнейсы; 9 — пегматиты

Редкие земли. Суммой р. з. э. более богаты амфиболо-биотитовые гнейсы (0,04% $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$), в остальных породах содержание р. з. э. ниже кларка, особенно низко — в кварцитах, сланцах и двуслюдяных гнейсах.

Интересно высокое (0,17%) содержание редких земель — иттриевого состава в крупнокристаллическом кальците из альбитизированных пегматитов, тогда как в жильном кальците из пород куртинской свиты они не обнаружены при навеске 25 г. Кальцит завершает гидротермальное минералообразование в альбитизированных пегматитах.

Рассмотрение Ln-диаграммы (рис. 12) приводит к заключению о близости состава лантаноидов в кварцитах, сланцах, сер-

пентинитах и амфиболитах куртинской свиты. При этом последние (серпентиниты и амфиболиты) несколько обогащены иттриевыми лантаноидами.

Более существенна дифференциация лантаноидов в породах Уфалейской свиты. Состав лантаноидов в кварцитах, сланцах, гнейсах и мигматитах этой свиты весьма близок к составу аналогичных пород куртинской свиты. Биотитовые и двуслюдяные граниты, гранито-гнейсы и аплиты существенно обогащены цериевыми лантаноидами, тогда как амфиболиты, микроклинизированные биотитовые гранито-гнейсы и особенно микроклиновые и слюдоносные альбитизированные пегматиты отличаются значительным накоплением иттриевых р. з. э.

Ниобий и тантал. Заметным содержанием тантала обладают лишь амфиболовые мигматиты (0,002%) и микроклинизированные биотитовые гранито-гнейсы (0,001%). Ниобий незначительно концентрируется в микроклинизированных гранито-гнейсах, гнейсах, мигматитах и сланцах и микроклиновых пегматитах слюдяногорской подсвиты (0,003—0,01%). Соотношение Nb/Ta, видимо, не превышает 8—10 и опускается иногда до 1—2.

Минералы горы Слюдяной существенно обогащены ниобием и танталом (табл. 8). Относительно высоко их содержание в сфене, ильмените, мусковите. По соотношению Nb/Ta достаточно отчетливо выделяется четыре группы: I — фергюсонит (21—24); II — мусковит, ферсмит, самарскит (псевдоморфоза по фергюсониту) (12—10); III — самарскит, сфен, Та-Ti-колумбит (4—1, 8); IV — ильменит (77) и магнетит.

Т а б л и ц а 8

Содержание ниобия и тантала в акцессорных минералах из альбитизированных мусковитовых пегматитов горы Слюдяной

Минерал	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb/Ta
Фергюсонит			
изотропный	44,86	1,87	24
анизотропный	51,65	2,50	21
Мусковит	0,073	0,0065	11,2
Ферсмит	70,67	6,09	11,6
Самарскит	39,70	12,40	3,2
Самарскит	45,20	4,50	10,0
Сфен	3,68	0,91	4,0
Та-Ti-колумбит	39,73	21,67	1,8
Ильменит	0,541	0,007	77
Магнетит	0,0019	Не обн.	—

Поскольку расположение минералов по трем первым группам соответствует их возрастным соотношениям, можно говорить о накоплении тантала в минералах к концу процесса редкометального акцессорного минералообразования, сопряженного с альбитизацией.

В процессе альбитизации, сменяющей гранитизацию метаморфических пород, происходит заслуживающее внимания относительное накопление тантала в собственных Ta — Nb-минералах до соотношения Nb/Ta = 2—3.

Таким образом, налицо процессы позднего метаморфического и метасоматического перераспределения редких элементов, приводящие к стерилизации от редких элементов основной массы метаморфических пород с их (р. э.) переотложением, дифференциацией и некоторой концентрацией в процессах микроклинизации, альбитизации и карбонитизации, завершающих гранитизацию и связанное с нею пегматитообразование.

При более интенсивном развитии подобные процессы переотложения и дифференциации редких и рассеянных элементов в условиях повышения активности щелочных элементов в ореоле гранитизированных зон могут привести к значительной относительной концентрации тантала, иттриевых редких земель, бериллия и других дефицитных редких элементов.

АКЦЕССОРНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ГОРЫ СЛЮДЯНОЙ

В результате многолетних минералогических исследований список акцессорных редких минералов, найденных в альбитизированных породах горы Слюдяной, значительно пополнен.

В наиболее ранней работе А. С. Амеландова (1937), цитируемой А. Е. Ферсманом (1940), отмечено присутствие здесь кварца, биотита, мусковита, микроклина, плагиоклаза, альбита, граната, кальцита, апатита эпидота, циркона, ортита (?), молибденита, цеолитов, пирита и окислов железа и меди. Позже Е. И. Нефедов (1956) описал анизотропный фергюсонит, эвксенит (?), сфен. Дополнительными исследованиями здесь обнаружены: графит, магнетит, халькопирит, пирротин, марказит, роговая обманка, рутил, ильменит, цоизит, десмин, а также целый ряд редкометальных минералов: иттроэпидот (Минеев, 1959), тринорит, метамиктный фергюсонит, самарскит, ферсмит (Минеев, Александров, Бурова, 1962), Ta-Ti-колумбит и радиально лучистый циркон (Минеев, Новороссова, Александров, 1966).

Взаимоотношения между отдельными представителями редкометальной минерализации и их с породообразующими минералами таковы, что позволяют выделить среди них более ранние

и более поздние ассоциации:

Иттроэпидот



Фергюсонит → самарскит



Колумбит, ферсмит, пирохлор, сфен
Ta—Ti-колумбит → циркон.

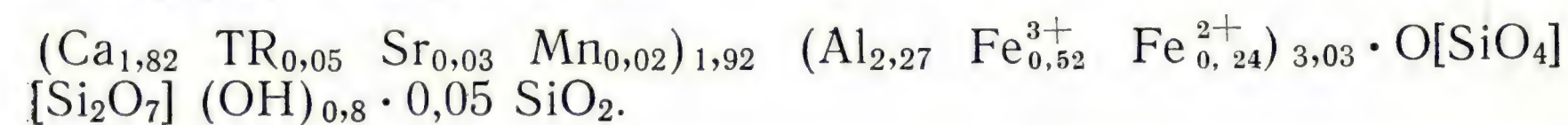
И т т р о э п и д о т. По времени выделения и условиям нахождения иттроэпидот существенно отличается от других редкоземельных минералов. Он встречается в ассоциации с наиболее ранним полевым шпатом — андезин-олигоклазом, его крупные кристаллические выделения связаны с определенной системой секущих трещин. Кристаллы иттроэпидота, как правило, несут на себе следы дробления и замещения минералами более поздней ассоциации, связанной с мусковитизацией и альбитизацией.

Все выделения минерала, хотя и имеют кристаллические очертания, почти не обладают хорошо образованными гранями. Это удлиненные плоскопризматические кристаллы линзовидного, столбчатого и досковидного облика, до 70 см в длину, черного цвета. Блеск смоляной, реже стеклянный до матового. Кристаллы зональны: блестящие участки чередуются с матовыми. Минерал хрупкий, в тонких осколках просвечивает. Излом близкий к раковистому, спайность ясная по третьему пинакоиду. Твердость 6—6,5. Удельный вес 3,29. В шлифе желто-зеленый без заметного плеохроизма, рельеф высокий. Минерал анизотропен, $N_p = 1,708—1,712$; $N_m = 1,714—1,718$; $N_g = 1,718—1,724$; $N_g - N_p = 0,013$. $2V$ большой, отрицательный; дисперсия сильная $r < v$; $N_p : III = 37^\circ$. Под микроскопом отчетливо наблюдается замещение иттроэпидота эпидотом, цоизитом, гранатом, слюдкой, альбитом, кварцем.

Иттроэпидот дает нечеткие рефлексy на дебаеграмме. После прокаливании последние более четки. Межплоскостные расстояния иттроэпидота и эпидота идентичны.

Специфической особенностью химического состава иттроэпидота является присутствие радиоактивных элементов и 1,36% ΣTR_2O_3 преимущественно иттриевой группы: La 2,4; Ce 7,8; Pr 1,0; Nd 2,4; Sm 2,0; Eu 1,0; Gd 5,8; Tb 1,0; Dy 13,7; Ho 3,9; Er 30,7; Tm 4,7, Yb 19,5; Lu 3,9% (аналитик Р. Л. Баринский).

Пересчет химического состава (табл. 9) приводит к следующей формуле иттроэпидота:



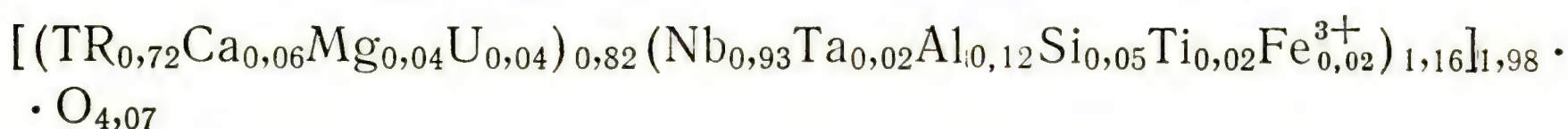
Ф е р г ю с о н и т м е т а м и к т н ы й. Облик кристаллов сигарообразный, хорошо сохранившихся граней не обнаружено. Наиболее крупные кристаллы достигают 15 см в длину и 2 см в поперечнике. Часто разбиты поперечными трещинами, залеченными сахаровидным альбитом.



Рис. 13. Выделение анизотропного фергюсонита в сахаровидном альбите. Натур. вел.

Спайность отсутствует, излом раковистый до неровного, блеск смолистый, цвет бурый до темно-бурого. Метамиктен. Экзотермическая реакция при 675°C . Удельный вес 5,08.

Химический состав монокристалла метамиктного фергюсонита, богатого примесями, пересчитывается на формулу:



Фергюсонит кристаллический (рис. 13). Обнаружен Е. И. Нефедовым (1956) в аплитовидной породе в виде сплошных выделений изометричной формы, размером до 2—3 см в диаметре, образованных удлиненными неограниченными кристаллами. Выделения содержат примесь колумбита, ферсмита (по Е. И. Нефедову, — «эвксенита»), циркона, сфена, клиноцоизита, мусковита и биотита (до 50%). Размеры кристаллов фергюсонита достигают 2 см в длину и 2—3 мм в поперечнике. Остальные минералы представлены более мелкими кристаллами.

Хорошая сохранность структуры минерала позволила А. И. Комкову определить параметры элементарной ячейки минерала ($a_0 = 5,16 \text{ кх}$; $c_0 = 10,88 \text{ кх}$; $c_0 : a_0 = 1,49$) и расшифровать структуру фергюсонита.

Цвет минерала черный, блеск стеклянный до полуметаллического, твердость 6,5—7, удельный вес 5,82. В шлифах серый, до розовато-фиолетового, без заметного плеохроизма. Оптически двуосный, отрицательный, $2V = 34^{\circ}$, $r < v$ слабая, $N_p = 2,18 \pm 0,02$, $N_m \geq N_g = 2,28 \pm 0,02$, $N_g - N_p \simeq 0,08$.

Химический состав отличается небольшим количеством примесей (см. табл. 9) и может быть пересчитан на формулу:

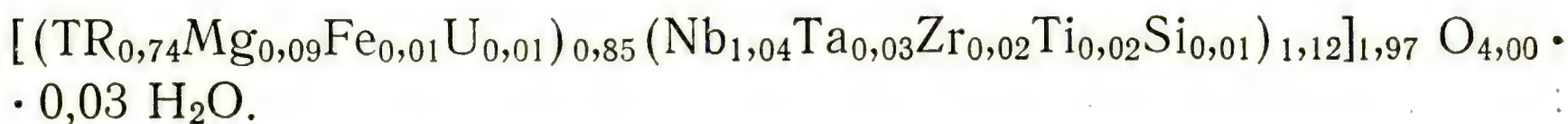
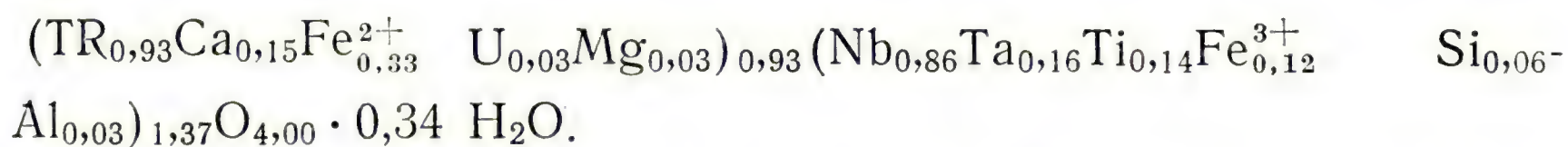




Рис. 14. Мономинеральные выделения самарскита в альбитите. Натур. вел.

С а м а р с к и т (рис. 14). Найден в виде кристаллов короткопризматического и толстотаблитчатого облика. Грани так же, как и у фергюсонита, не сохранились. Наибольшие выделения достигают 2 см в поперечнике. Часто находятся вблизи залеченных альбитом трещинок в кристаллах метамиктного бурого фергюсонита. Иногда развивается по последнему. Характерна близость выделений самарскита к прожилкам кварца со слюдой. Спайность отсутствует, излом раковистый, блеск смолистый до жирного. Метамиктен. Экзотермическая реакция при 750° С. Удельный вес 4,96—5,14. Химический состав может быть выражен формулой:



По особенностям состава относится к наиболее богатым железом, титаном, кальцием и наиболее бедным ураном самарскитам.

Характерно, что все иттриевые ниобаты горы Слюдяной отличаются высоким отношением U/Th (от 13 до 25 и более).

По составу лантаноидов все они наиболее обогащены редкими землями ΣY_2 -подгруппы (Er — Lu) и характеризуются максимумом на Yb.

Ф е р с м и т. Вместе с колумбитом и бурым радиоактивным пирохлором обнаружен в составе псевдоморфозы по одному круп-

Таблица 9

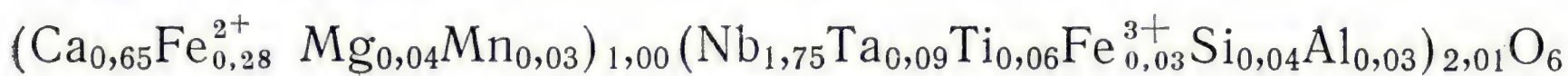
Химический состав ниобатов горы Слюдяной

Компонент	Фергиссонит				Самарскит (монокристалл)		Ферсмит (с колумбитом)		Ta—Ti-колумбит	
	кристаллический		метамиктный		вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
	вес, %	атомные количества	вес. %	атомные количества						
SiO ₂	0,14	0,02	1,00	0,17	1,33	0,22	0,72	012	1,09	0,18
TiO ₂	0,50	006	0,57	007	3,96	050	1,48	019	13,00	163
ZrO ₂	0,93	008	—	—	—	—	—	—	0,24****	001
Al ₂ O ₃	Не опр.		2,42	044	1,18	012	0,53	010	0,59	012
Fe ₂ O ₃	То же		0,51	006	3,22	040	4,82	060	—	—
Nb ₂ O ₅	51,65	389	44,86	337	39,70	299	70,67	532	39,73	299
Ta ₂ O ₅	2,50	011	1,87	008	12,40	056	6,09	028	21,67	098
MnO	Не опр.		—	—	—	—	0,64	009	0,56	008
FeO	0,36	005	Не опр.		8,37	116	2,70	037	19,84	276
MgO	1,40	035	0,62	016	0,35	009	0,51	013	0,29	007
CaO	Не опр.		1,20	021	2,88	051	11,15	199	0,25	004
PbO	То же		Следы	—	0,53	002	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	41,81	274	39,65	261	20,65	136	—	—	2,87	020
ThO ₂	0,03*	—	0,25	001	0,22	001	—	—	Следы	—
U ₃ O ₈	0,76*	003	3,94	014	2,97**	011	—	—	0,21	001
H ₂ O ⁺	0,22	025	2,26	250	2,19	243	—	—	0,08	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,50	028	Не обн.		0,03	—	—	—
С у м м а . . .	100,30		99,71		99,95		99,62***		100,34	
Аналитик	Ю. Н. Книпович		З. Т. Катаева				Т. А. Бурова		Л. Е. Новороссова	
Уд. вес	5,82		5,03		5,14				5,1	
Литературный источник	Нефедов, 1956		Минеев, Александров, Катаева, 1966				Минеев, Александров, Бурова, 1962		Минеев, Александров Новороссова, 1966	
* Установлены дополнительным анализом.			** UO ₂ —2,78; UO ₃ —0,19 %.				*** 0,3(Na, K) ₂ O.		**** SnO ₂ .	

ному кристаллу неизвестного ниобата. Является основной составной частью этой псевдоморфозы.

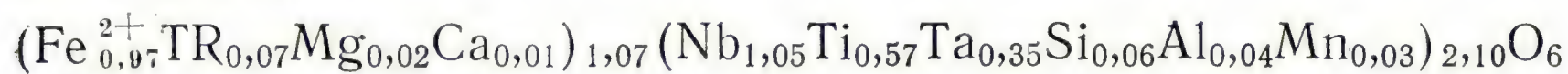
Цвет минерала черный, блеск смолистый, излом раковистый, твердость 4,5, удельный вес 4,9. Ферсмит анизотропен, $N_g = 2,19$; $N_p = 2,13$; $N_g - N_p \approx 0,06$. По параметрам элементарной ячейки ($a_0 = 5,78$; $b_0 = 14,98$; $c_0 = 5,23$) максимально приближается к чистому синтетическому CaNb_2O_6 ($a_0 = 5,76$; $b_0 = 14,97$; $c_0 = 5,23$).

Химический состав (см. табл. 9) отличается некоторой примесью железа, связанной с неотделимой примесью колумбита. Формула ферсмита:



Танталотитаноколумбит встречается в виде зернистых агрегатов и пластинчатых выделений неясной формы, так как поверхность кристаллов обычно изъедена поздней слюдкой. Его мономинеральные выделения серебристо-черного цвета достигают 5 см в поперечнике. Слабо электромагнитен, обладает заметной спайностью в шлифе, почти непрозрачен. Удельный вес 5,1. Оптическое и рентгеновское изучение свидетельствуют об отсутствии заметных примесей.

Пересчет химического состава минерала (см. табл. 9) приводит к формуле:



Среди титансодержащих колумбитов слюдяногорский минерал характеризуется наибольшим содержанием Ta_2O_5 , TiO_2 , TR_2O_3 и минимальным количеством примесей. Кроме установленной химическим путем, спектральным анализом установлено также присутствие незначительной примеси W, Be и следов Pb, Ga, V, Cu.

Танталотитаноколумбит отличается наиболее иттриевым составом р. з. э. с максимумом на Yb : La 0,3; Ce 0,7; Pr 0,3; Nd 1,7; Sm 2,8; Gd 4,1; Tb 1,3; Dy 7,4; Ho 2,8; Er 7,1; Tm 1,3; Yb 8,5; Lu 0,5; Y 61,1% (по данным бумажной хроматографии, аналитик Л. Е. Новороссова, ИМГРЭ).

Перечисленные особенности позволили отнести минерал к особой танталотитановой разновидности колумбита.

Радиально-лучистый циркон крайне необычен по форме выделения (рис. 15), обладает вполне сохранившейся кристаллической структурой циркона, люминесцирует обычным зеленовато-желтым цветом в ультрафиолетовых лучах.

В его химическом составе (табл. 10) обращает на себя внимание весьма высокое содержание гафния (5,5%) и редких земель (2,77%), причем в составе последних отсутствуют цериевые р. з. э.: Sm 0,02; Gd 1,7; Tb 0,3; Dy 4,7; Ho 3,2; Er 16,7; Tm 3,6; Yb 63,6; Lu 6,1% (аналитик Р. Л. Баринский).

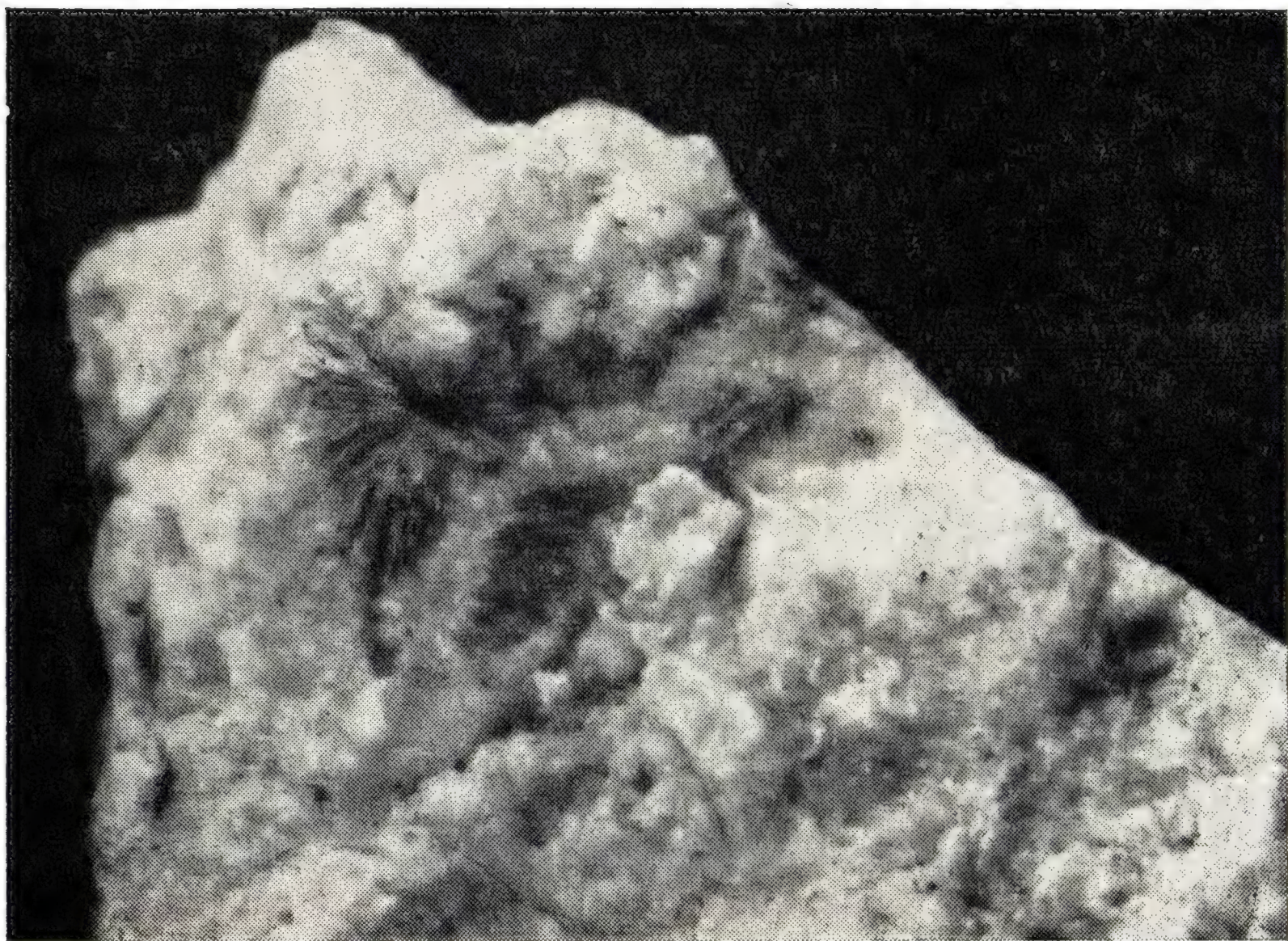
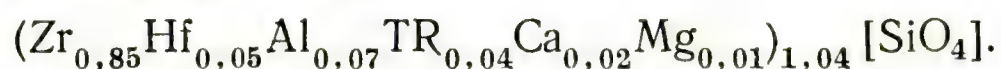


Рис. 15. Радиальнолучистый циркон в альбитите. Натур. вел.

Столь высокое содержание HfO_2 в цирконах альбитизированных пегматитов на территории Союза отмечалось лишь в цирколитах Елисеевки на Украине — 5,9% (Липова, Шевалеевский, 1961), где он также находится в тесном срастании с колумбитом, самарскитом, мусковитом, но представлен плохо образованными черными и бурыми кристаллами, и в цирконах из пегматитов Джабык-Карагайского массива на Урале — 7,1% HfO_2 (Ляхович, Шевалеевский, 1962).

Если отнести железо за счет незначительной примеси колумбита, приходим к следующей кристаллохимической формуле радиальнолучистого циркона:



Таким образом, наиболее поздние минералы альбититов горы Слюдяной отличаются наиболее высокой концентрацией тантала, гафния и редких земель иттриевой группы.

РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОРОД И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ РАДИОАКТИВНЫХ МИНЕРАЛОВ ГОРЫ СЛЮДЯНОЙ

Содержание урана и тория в древних гранито-гнейсах Нижне-Уфалейского комплекса крайне мало: Th $6,4 \cdot 10^{-4}\%$, U $1,6 \cdot 10^{-4}\%$, Th/U=4; еще более низкое их содержание установлено нами в альбитизированных пегматитах Слюдгоры: Th $4,0 \cdot 10^{-4}\%$,

Таблица 10

Химический состав иттроэпидота и циркона горы Слюдяной

Компонент	Иттроэпидот		Циркон	
	вес. %	атомное количество	вес. %	атомное количество
SiO ₂	37,78	630	32,34	538
TiO ₂	0,07	001	—	—
ZrO ₂	—	—	56,23	457
HfO ₂	—	—	5,5	026
Al ₂ O ₃	23,98	470	2,06	040
Fe ₂ O ₃	8,63	108	0,33	004
FeO	3,56	050	—	—
MnO	0,29	004	—	—
MgO	—	—	0,09	004
CaO	21,16	377	0,50	009
SrO	0,64	006	—	—
TR ₂ O ₃	1,36	011	2,73	021
U ₃ O ₈	0,14	—	Не обн.	
H ₂ O ⁺	2,86	318	0,50	056
H ₂ O ⁻	0,08	—	0,03	—
Сумма . .	100,41		100,35	
Аналитик	К. А. Исаева		Т. А. Капитонова	
Уд. вес	3,29		4,52	
Литературный источник	Минеев, 1959		Минеев, Александров, Новороссова, 1966	

U $1,3 \cdot 10^{-4}\%$ Th/U=3 (радиохимия, аналитик Д. А. Минеев). Подобные содержания обычно характерны для осадочных пород.

Так, по данным Эванса и Гудмэна (Evans, Goodman, 1941), среднее содержание урана в осадочных породах, за исключением известняков, равно $1,2 \cdot 10^{-4}\%$, а тория в песчанистых породах $\sim 5 \cdot 10^{-6}\%$, в глинистых сланцах $\sim 1 \cdot 10^{-5}\%$ (Rankama, Sahama, 1950).

Комлев, Ефимова и Авдзейко (1942) приводят для гранитоидов Урала (в среднем) следующие содержания: Th $2 \cdot 10^{-3}\%$, U $4,4 \cdot 10^{-4}\%$, Th/U=4,5. Таким образом, радиоактивность гранитоидов комплекса в три раза ниже средней для гранитоидов Урала. Необычайно низкое содержание урана и тория, видимо, типично для всех древних парагнейсов Урала и может в какой-то мере служить доказательством их происхождения из первично-осадочных пород.

Таблица 11

Результаты определения абсолютного возраста радиоактивных минералов горы Слюдяной (по Ступниковой и др., 1962)

Минерал	Содержание, %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет, вычисленный по отношениям			
	U	Th	Pb ²⁰⁶ (10 ⁻⁶)	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²
Иттроэпидот I	0,14	0,026	84,8	0,93	43,74	16,88	38,45	1470	280	440	505
Иттроэпидот II	0,14	0,024	86,2	0,94	44,02	16,72	38,32	1200	295	415	460
Фергюсонит I	0,85	0,042	383,8	0,24	81,55	7,84	10,37	345	315	315	310
Фергюсонит II	0,76	0,037	329,4	0,093	88,96	6,05	4,90	320	315	310	300
Фергюсонит III	0,68	0,036	325,0	0,095	88,97	6,04	4,89	305	345	335	290

Примечание: Поправку вводили по изотопному составу свинца: 1,00; 17,43; 15,45; 38,05.

Для ряда образцов минералов горы Слюдяной проводилось определение абсолютного возраста с помощью свинцово-изотопного метода (Минеев, 1959; Ступникова, Зыков, Минеев, 1962). Выше было отмечено, что формирование пегматоидных пород Нижне-Уфалейского комплекса происходило весьма длительное время и по меньшей мере в два этапа: для первого характерно образование микроклинолигоклазовых жил с иттроэпидотом, со вторым этапом связаны мусковитизация, окварцевание, альбитизация, карбонатизация, цеолитизация и редкометальная минерализация.

Для определения абсолютного возраста были избраны два наиболее изученных минерала Слюдяной горы: иттроэпидот и анизотропный фергюсонит.

Результаты их анализов сведены в табл. 11.

В то время как полученные значения возраста иттроэпидотов обладают значительным разбросом, три образца фергюсонита отличаются хорошо согласующимися цифрами возраста, вычисленными по всем четырем изотопным отношениям (от 290 до 345 млн. лет). Во всех трех случаях возраст, определенный по отношению Pb²⁰⁸/Th²³², имеет большую ошибку (13—25%), так как в минералах присутствует значительное количество обыкновенного свинца, а тория немного.

По остальным трем отношениям значения возраста вычислены с меньшей ошибкой (не более 8%). Они позволяют вычислить среднее значение — 325 ± 15 млн. лет.

По отношению Pb^{207}/Pb^{206} установлены наибольшие цифры возраста иттроэпидотов, которые могут указывать на весьма древний возраст этих минералов. Значения, полученные по другим отношениям, возможно указывают на более позднее изменение минералов. Однако большая ошибка определения абсолютного возраста иттроэпидотов (до 30%) не позволяет судить об этом более определенно. Среднее значение 1300 млн. лет, полученное по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , может указывать на протерозойский возраст иттроэпидотов, что хорошо согласуется с возрастом микроклина со Слюдгоры, подвергшегося альбитизации (1200 млн. лет по данным Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис, 1960). Хорошее совпадение установленного возраста фергусонитов с возрастом слюды и полевых шпатов из того же пегматоидного тела, определенным калий-аргоновым методом (325—340 млн. лет, те же авторы), является бесспорным подтверждением достоверности возрастных определений. Для введения поправки на обыкновенный свинец при расчете возраста был исследован свинец, выделенный Д. А. Минеевым из пирротина и альбита горы Слюдяной.

Совпадение изотопного состава свинца, выделенного из альбита пегматоидной жилы № 4 Слюдяной горы ($Pb^{206}/Pb^{204} = 18,32$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,48$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 37,83$), и из пирротина, слагающего вместе с пиритом и халькопиритом секущие прожилки, заставляет предполагать их генетическое и возрастное единство. Некоторая аномалия изотопного состава рудного свинца со Слюдяной горы связана, видимо, с высокими отношениями U/Pb и U/Th , характерными для ее редкометальной минерализации.

Таким образом, возрастные данные не противоречат представлениям о двух крупных этапах в формировании пород Нижне-Уфалейского комплекса. Возраст альбитизации, как и связанной с ней редкометальной минерализации и мусковитизации, вероятно, нижнекаменноугольный, равен 325 ± 15 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические, петрографические и геохимические исследования метаморфической толщи Уфалейского массива позволяют предполагать, что формирование метаморфической толщи происходило в несколько этапов.

Прежде всего необходимо выделить в геологической истории района наиболее древний, протерозойский этап. По-видимому, к этому времени относится начало регионального метаморфизма суперкрустальной осадочно-вулканогенной толщи.

Время протерозойского метаморфизма оценивается в 900—1200 млн. лет, согласно данным по абсолютному возрасту иттро-

эпидота и микроклина, определенным свинцовым методом (Минеев, 1959; Овчинников, Гаррис, 1960).

Из-за гораздо поздней и интенсивной гранитизации всего комплекса осталось очень мало фактов, позволяющих судить о характере регионального метаморфизма древнейшего протерозойского времени. К таким интересным фактам относятся прежде всего находки реликтовых кианита и ставролита в высокоглиноземистых породах и редкие находки моноклинных пироксенов в амфиболитах. Реликтовые кианит и ставролит свидетельствуют об очень многом. Прежде всего о том, что древний региональный метаморфизм проходил в весьма характерных условиях амфиболитовой фации — ставролит-кианитовой субфации, которая характеризуется сравнительно умеренными температурами и высоким давлением. Находки реликтовых кианита и ставролита свидетельствуют также о том, что древний метаморфизм происходил в условиях инертного поведения щелочей и при низкой их концентрации. В противном случае весь кианит был бы превращен в микроклин или мусковит, а ставролит также не был бы устойчив.

О том, что древнейший этап характеризовался очень низкой щелочностью растворов, свидетельствует и тот факт, что иттро-эпидоты — наиболее древние редкоземельные минералы, характеризуются существенно иттриевым и эрбиевым составом редких земель, т. е. состав редких земель резко смещен в сторону наиболее кислотных, хотя это и не характерно для минералов группы эпидот-ортита.

Второй этап метаморфической истории района — это период интенсивнейшей региональной гранитизации и мигматизации. Он происходил, бесспорно, позже и вполне вероятно, что не одноактно. Абсолютный возраст дает для него последние цифры возраста 325 ± 15 % млн. лет (Минеев, 1959; Ступникова, Зыков, Минеев, 1962).

Период гранитизации и мигматизации протекал в условиях амфиболитовой фации, при подвижном поведении калия, натрия и относительно высокой щелочности гранитизирующих растворов. Факторами, определяющими разнообразие парагенезисов гранитизированных пород, были потенциалы щелочей и воды. Гранитизация сопровождалась все усиливающейся ролью калия, широким развитием микроклина и образованием предельно-щелочных при данных условиях парагенезисов микроклин-биотитовых и микроклин-роговообманковых пород.

В период региональной гранитизации, в условиях высокой подвижности щелочей и воды, при интенсивном потоке гранитизирующих растворов происходила мобилизация, растворение и вынос большинства редких элементов из суперкрустальных метаморфизованных пород. Химические анализы гранитизированных пород показывают весьма ничтожные (ниже кларковых) со-

держания редких и рассеянных элементов в большинстве членов слюдяногорской и указарской свит. Учитывая такую обстановку высокой щелочности, подвижное поведение щелочей, мобилизацию и вынос редких и рассеянных элементов, можно утверждать, что мигматиты, гранитизированные гнейсы и сланцы, микроклиновые гнейсограниты и граниты Уфалейского массива бесперспективны в отношении редкометальной минерализации.

Наконец, мы выделяем третий, поздний этап в метаморфической истории района, этап, следующий непосредственно за этапом региональной гранитизации. Он характеризуется условиями более низких температур, началом консолидации массива, когда формирующиеся многочисленные жилы и трещины заполняются постгранитным, постметаморфическим раствором. Этому этапу соответствует позднекислотная стадия с интенсивными процессами альбитизации, окварцевания и мусковитизации. Процессы калиевого метасоматоза, характерные для предыдущего этапа гранитизации, сменяются уже процессами натрового метасоматоза в связи с изменением щелочности-кислотности растворов. При увеличивающейся кислотности растворов и падении температуры увеличивается активность гидроксил-анионов, что ведет к обильной мусковитизации и образованию промышленных скоплений слюды мусковита. Постгранитный межпоровый раствор производит в это время интенсивную метасоматическую переработку некоторых гранитоидов, гнейсо-гранитов и гнейсов.

В этот период продольные трещины «всасывают» постметаморфические поровые растворы с образованием альбитовых, кварц-альбитовых и кварц-альбит-мусковитовых пегматитов. Вместе с тем происходит «всасывание» вместе с поровыми растворами и редких элементов из вмещающих пород и кристаллизация в поздних метасоматитах самарскита, фергюсонита, колумбита. Альбититы и кварц-мусковит-альбитовые породы характеризуются также повышенными содержаниями редких земель и соответствующей минерализацией.

Таким образом в отношении редких и рассеянных элементов намечается следующая простейшая схема процесса: а) мобилизация и вынос редких и рассеянных элементов из метаморфических пород при региональной гранитизации и б) переотложение и концентрация редких и рассеянных элементов на позднекислотном этапе в продольно-секущих жилах и в альбит-кварц-мусковитовых метасоматитах.

В последних обнаружены следующие редкие акцессорные минералы: самарскит, фергюсонит, Та — Ti-колумбит, тринорит, циртолит, ферсмит.

Процессы метаморфического и метасоматического распределения редких элементов сопровождаются их перераспределением, дифференциацией и концентрацией в поздних альбитизированных

и карбонатизированных продуктах, завершающих гранитизацию и связанное с ней пегматитообразование.

В случае интенсивного развития подобные процессы переотложения и дифференциации редких и рассеянных элементов в ореоле гранитизированных зон могут привести к значительной концентрации тантала, и других редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Амеландов А. С. Слюды Урала. В сб. «Слюды СССР», ОНТИ, 1937.
- Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. В сб. «Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых», новая серия, т. 57. Изд-во ВСЕГЕИ, 1961.
- Грознецкий Д. П. Слюдяногорское месторождение мусковита на Среднем Урале.— Советская геология, № 9, 1963.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива.— Советская геология, 1964, № 10.
- Комлев Л. В., Ефимова И. С., Авдзейко Г. В. Радиоактивные элементы в гранитоидах Урала.— Науч.-исслед. работы химических ин-тов и лабораторий АН СССР. М.—Л., 1942.
- Комков А. И. О фергюсоните.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, № 4.
- Липова И. Л., Шевалеевский И. Д. Об отношениях циркония и гафния в цирконах из пегматитов различного состава.— Геохимия, 1961, № 7.
- Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов.— Геохимия, 1962, № 2.
- Минеев Д. А. О возрасте и генезисе пегматитов горы Слюдяной (Ср. Урал).— Тезисы докл. на конф. ин-та минер., геохим. и кристаллохимии редких элементов. Изд-во АН СССР, 1959.
- Минеев Д. А., Александров В. Б., Бурова Т. А. О кристаллическом ферсмите из альбитизированных мусковитовых пегматитов.— Федоровская научная сессия (доклады), Л., 1962.
- Нефедов Е. И. Новые данные о фергюсоните и эвксените. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3. Изд-во ВСЕГЕИ, 1956.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. Междун. геол. конгр., XXI сессия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах. В кн. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Труды ИМГРЭ, вып. 17. Изд-во АН СССР, 1963.
- Скабичевский П. П. О Нижнеуфалейском гранитном массиве.— Советская геология, 1940, № 10.
- Ступникова Н. И., Зыков С. И., Минеев Д. А. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода.— Геохимия, 1962, № 7.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
- Evans R. D., Goodman C. Radioactivity of rocks.— Bull. Geol. Soc. Am., 1941, 52, 459—490.
- Rankama K., Sahama T. G. Geochemistry, Univ. Chicago Press, 911, 1950.

О ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ТИПЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТИМАНЕ

В палеозойских и допалеозойских осадочных и осадочно-метаморфических породах Тимана к настоящему времени известны разнообразные по составу и генезису минеральные концентрации титана и редких элементов. Результаты изучения этих концентраций отражены в работах Э. А. Гернгардта, В. А. Калюжного, А. Б. Наливкина, Д. П. Сердюченко, О. А. Солнцева, А. А. Чернова и некоторых других. Особый интерес в генетическом отношении представляет образование акцессорных редкометальных минералов в породах тиманского кембро(?) - рифейского фундамента. Анализ материалов предшествующих и собственных исследований позволил автору прийти к заключению о широком распространении среди них титано-редкометальных концентраций метаморфогенного типа. Из двух основных типов метаморфогенных концентраций наиболее полно освещен в литературе осадочно-метаморфический и только отчасти гидротермально-метаморфический тип (Сердюченко, 1956, 1959; Кочетков, 1964б). В настоящей статье приводятся новые данные о гидротермально-метаморфической акцессорной торий-ниобий-редкоземельной минерализации на Тимане.

ГЕОЛОГИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД РАЙОНА. ИХ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

Вмещающие толщи осадочно-метаморфических пород кембро(?) - рифея принадлежат к флишоидной формации зоны продольного краевого прогиба (Разницын, 1962; Кочетков, 1964а). Породы дислоцированы, складчатость представлена куполовидными и асимметричными брахиоскладками. Участками, на протяжении 1—2 км слои залегают почти горизонтально. В общем плане слои падают на юго-запад под углом 10—15°.

В стратиграфическом отношении разными исследователями и автором выделяется здесь ряд свит и подсвит, характеризующихся переслаиванием пачек кварцитов различной мощности с прослоями гравелитов и слюдистых, частично графит-углистых

сланцев. Суммарная мощность этой толщи в сводном разрезе около 3000 м, а слагающие ее осадочно-метаморфические породы по степени метаморфизма относятся к фации зеленых сланцев (биотит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфациям).

В составе кварцитов главную роль играет кварц и менее 10% приходится на долю полевых шпатов — ортоклаза, микроклина, альбита, олигоклаза. Цементом служит слюдистое (серицит-хлоритовое) вещество. Сланцы сложены преимущественно мусковитом (серицитом), хлоритом и в меньшей мере биотитом. Угристо-графитовое вещество сланцев представляет собой метаморфизованную ископаемую органику. А. Б. Наливкин отметил в некоторых местах этих пород пирокласты измененного вулканического основного стекла, это подтверждается и нами.

Характерные акцессорные минералы в осадочно-метаморфических породах кембро (?) -риффея представлены аллотигенными цирконом, монацитом, ксенотимом (?), ильменитом, аутигенными пиритом, турмалином, сфеном, анатазом, рутилом (в лейкоксеновых агрегатах).

По северо-восточной окраине района параллельно всей структуре Тимана проходит главный разлом. С ним, очевидно, связан и ряд поперечных северо-восточного простирания дизъюнктивных нарушений (сбросы, сдвиги, зоны трещиноватости и брекчирования), пересекающие фундамент. Заложение главного Тиманского разлома и сопровождающих дизъюнктивных нарушений произошло вслед за смятием кембро (?) -рифейских отложений в складки, т. е. в последние этапы байкальского тектогенеза.

Выявлено несколько участков развития акцессорной редкометальной минерализации. Морфологически это жильные, штокверковые образования, содержащие акцессорные минералы ниобия, тория, редких земель, циркония. На одном участке такие же жилы сопровождают шток пироксенита (или пикрита), очень сильно карбонатизированного. Аналогичная, но менее измененная, пикритовая порода имеется и на другом участке. В районах развития акцессорной редкометальной минерализации среди вмещающих кварцитов и сланцев вскрыты также наиболее древние штоки и дайки габбро-диоритов, метадиабазов и ультраосновных лампрофиров. Все они, как показали работы ухтинских геологов, пространственно связаны с зонами тектонической трещиноватости, брекчированности и пересекающихся разломов северо-западного и главным образом северо-восточного простирания. Месторождение минерализованных участков приурочено к трем северо-восточным почти параллельным линейным зонам трещиноватости и брекчированности, которые удалены друг от друга на 8—15 км. Зоны нарушений имеют крутое падение и вместе с жильной минерализацией иногда прослежены на глубину до 200—300 м.

Чаще всего жильные тела имеют кварц-полевошпат-эгириновый состав и содержат (иногда в значительном количестве)

железорудные минералы (гематит, гидрогетит, сидерит). Наиболее разнообразен состав жильных тел на шестом участке. Здесь, помимо кварц-полевошпат-эгириновых жил, распространены сидерит-анкерит-доломит-кальцитовые жильные и штоковые карбонатитоподобные образования, а также штоковые сиениты. Работами А. Б. Наливкина, Ю. П. Ивенсена и других исследователей доказан метасоматический характер перечисленных жильных образований, обусловленный развитием (в зонах тектонической трещиноватости и дробления) процесса щелочного метасоматоза. Переработке щелочными растворами подверглись, помимо кварцитов и сланцев, ультраосновные и основные породы (пироксениты, метадиабазы, габбродиориты, ультраосновные лампрофиры и др.) с преобразованием их в метасоматические плагиоклазиты (альбититы), в щелочные сиениты и карбонатитоподобные образования. Новообразования калиевого полевого шпата, эгирина и некоторых других минералов развивались в результате растворения, переотложения и перекристаллизации на месте слюдистого цемента, полевого шпата и других минералов вмещающих пород (сланцев, кварцитов, диоритов и др.). А. Б. Наливкин обосновывает метасоматическую природу сиенитов преобразованием щелочными растворами основных магматических (габбро-диоритов) и осадочно-метаморфических пород. Сиениты состоят из альбита, плагиоклаза (N 19—36), кали-натровых полевых шпатов, арфведсонита, рибекита, баркевикита, обыкновенной и базальтической роговой обманки, эгирина, биотита, но распределение этих минералов в породе чрезвычайно неравномерно, и это подтверждает метасоматическую природу сиенитов. Ю. П. Ивенсен (1960), признавая образование жильных метасоматических сиенитов, например, за счет преобразования кварцитов, относит штоковые сиениты к первично-магматическим щелочным породам на том основании, в частности, что эти тела четко обособлены в геологической структуре. Однако и он подчеркивает необычность структуры и очень большую роль метасоматоза в формировании этих пород. По нашему мнению, «четкое обособление» говорит об интрузивном характере материнской (исходной) изверженной породы, но не об образовавшихся за ее счет сиенитах. Наши наблюдения заставляют нас присоединиться к точке зрения метасоматической природы штоковых сиенитов.

Основные минералы метасоматитов образуют несколько ассоциаций, которые нередко накладываются друг на друга, но в основном отражают последовательное развитие процесса щелочного метасоматоза. Его ранней кали-натриевой стадии соответствуют кварц-эгирин-полевошпатовые жилы, плагиоклазиты, щелочные сиениты. К поздней — железо-магний-кальциевой стадии относятся карбонатитоподобные (жильные и штоковые) тела, среди которых можно выделить: а) кальцит-анкеритовые, б) анкерит-доломитовые, брейнеритовые, в) сидеритовые. Им присущи

новообразования магнетита, флогопита, апатита, щелочного амфибола, эгирина, встречаются реликты базальтической роговой обманки и др. Карбонатные тела часто заключают в себе ксенолиты метасоматически переработанных кварцитов и основных пород. «Карбонатиты» подобного состава (Гайдукова и др., 1962) характеризуются как «чисто метасоматические», т. е. развивающиеся по силикатным породам. Альбит, эгирин, карбонаты и другие минералы — метасомы «карбонатитов» обязаны своим возникновением аутометасоматическому преобразованию вещества вмещающих пород (глинисто-слюдистой массы в сланцах и кварцитах, плагиоклазов и пироксенов в гипербазитах и т. д.).

Однако, признавая интенсивное аутометасоматическое (в широком смысле этого слова) преобразование метаморфизованных осадочных и магматических пород в пределах тектонических линейных зон Тимана, только А. Б. Наливкин отмечает возможность образования таким же способом и редкометальной минерализации. Напротив, все остальные исследователи редкометальные концентрации в метасоматитах целиком связывают здесь с гипотетическими кислыми и щелочными интрузиями, которые были будто бы источником и всех других редкометальных концентраций в осадочно-метаморфических породах Тимана. Это, однако, находится в противоречии с имеющимися данными о минералогическом составе, парагенетических ассоциациях и геолого-геохимических условиях генезиса метасоматитов.

О широком развитии процессов мобилизации рассеянного редкометального вещества из осадочных пород при тектоно-метаморфических процессах свидетельствуют работы Д. П. Сердюченко (1961, 1963; Сердюченко, Глебов, 1960), Н. Г. Судовикова (1964) и других. На Северном Урале Д. П. Сердюченко (1963) описал акцессорную ортитовую и цирконовую минерализации в рассланцованных гранитоидах, подвергшихся повторному щелочному и магнезиально-железисто-кальциевому метасоматозу (альбитизации, мусковитизации, биотитизации). Источником редких земель, циркония, радиоактивных элементов, а также титана послужили в основном боковые осадочно-метаморфические слюдисто-графитовые породы (микросланцы, отчасти амфиболиты и др.). Из них, по мнению автора, извлечение рассеянных элементов происходило в условиях тектонического сдавливания и дробления пород поэтапно на стадиях: раннего прогрессивного метаморфизма и последующей гранитизации со щелочными (микроклинизация, мусковитизация) и магнезиально-железистым (биотитизация) метасоматозом и окварцеванием.

Изучение минералов среднетиманских метасоматитов показало наличие гибридизма в процессе образования редких минералов, т. е. смещения привнесенного по трещинам к месту отложения и имевшегося здесь (в стенках) первичноосадочного рудного вещества. Редкие элементы встречаются в виде собственных акцессорных минералов и в виде примеси в пороодообразующих и второстепенных минералах метасоматитов.

Главными минералами титана, ниобия, редких земель, тория и циркония в метасоматитах являются ильменорутил, колумбит, пирохлор, ксенотим, монацит, торит, циркон, редкоземельные карбонаты. К минералам, содержащим эти элементы в виде значительных примесей, относятся сидерит, апатит, эгирин, щелочные амфиболы, магнетит, гематит, гетит, анатаз и некоторые другие.

Характеристика редкометалльных минералов приводится по данным Г. Н. Плаховой и А. Б. Наливкина, дополненным наблюдениями и материалами автора.

Колумбит. Встречается в виде досчатых линакоидальнопризматических кристаллов, часто ожелезненных, с параллельной штриховкой на гранях. Центральная часть зерна нередко выполнена лимонитом. Под микроскопом имеет красную окраску. По высокому содержанию марганца, превышающему количество железа, представляет собой интерес относительно низкотемпературный манганколумбит: $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ 72,08; TiO_2 7,07; TR_2O_3 0,25; FeO 7,4; MnO 10,71; Al_2O_3 2,5%; удельный вес 5,17. В другом образце определено Nb_2O_5 73,0; Ta_2O_5 2,3%. По соотношению пятиокисей ниобия и тантала он близок к колумбитам из альбитовых гранитов и пневматолито-гидротермальных образований.

Ильменорутил в виде тетрагональных дипирамидально-призматических и чаще дипирамидальных кристаллов наблюдался А. Б. Наливкиным и Г. Н. Плаховой как малые равномерно распыленные включения в колумбите. Плеохроизм его специфичен: *Ne* — лилово-фиолетовый, розовый; *No* — желто-буроватый, зеленоватый. Удельный вес 4,35. По неполным химическим анализам он содержит: Nb_2O_5 10,74; MnO 0,16; FeO 10,06%; в другом образце определены: Nb_2O_5 12,7; Ta_2O_5 1,9%. По соотношению пятиокисей ниобия и тантала он близок к ильменорутилам гранитных пегматитов.

Пирохлор в мелких единичных кристалликах встречается в карбонатитах с р. Кось-ю. Кристаллики слабо окрашены в буроватый цвет, метамиктны, октаэдрического облика.

Монацит встречен в следующих типоморфных разностях: 1) радиальнолучистые розетковидные и «солнечные» агрегаты, расположенные обычно между и внутри зерен жильного кварца;

2) изометрично-зернистые агрегаты состоят из непрозрачных кристалликов, просвечивающих только в краях и в тонких осколках; иногда имеют тонкую кайму из совершенно бесцветного и прозрачного монацита; нередко срastaются с ферриторитом. Показатели светопреломления, по сравнению с обычным монацитом, несколько снижены ($N_g > 1,780$; $N_p = 1,765 \pm 0,002$).

Генетически сходный монацит описан М. И. Куровиц и А. В. Пизнюр (1961), которые характеризуют его как метасоматический. Близкий по геологическим условиям нахождения и оптическим константам монацит описан С. В. Нечаевым и Ю. В. Кононовым (1963); они рассматривают его как продукт гидротермального перераспределения редкометального вещества вмещающих пород в зоне разлома. В нашем случае особенности нахождения монацита подтверждают его метасоматическую природу. Удельный вес монацита после обработки соляной кислотой, по данным Г. П. Плаховой, равен 5,7.

Содержание тория и иттрия в двух первых разностях монацита приведено в табл. 1.

Т а б л и ц а 1
Содержание иттрия и тория в монацитах, %

Монацит	ThO ₃	Y ₂ O ₃
Зернистый, ожелезненный	10,2	1,29
То же, после обработки соляной кислотой	8,5	2,5
Обохренный радиально-лучистый	8,7	0,5
То же, после обработки соляной кислотой	8,15	0,81

Однако в метасоматических породах Тимана наиболее распространена третья разность монацита — «обычный», желтоватый монацит, представленный хорошо округленными зернами, чаще всего эллипсоидальной формы, полупрозрачными в связи с «матовой» поверхностью; местами на них нарастает бесцветная монацитовая водянопрозрачная зубчатая кайма. Форма и величина зерен, ассоциация их с кластическим цирконом свидетельствуют о кластогенности этого монацита. Наличие обломочных округленных зерен монацита, а также колумбита и ксенотима в зонах брекчирования кварцитов отметили в 1961 г. И. П. Черная и Г. И. Гнидчин.

Ауэрлит визуально имеет «коллоидальный» облик; в его зернах отсутствует спайность, он имеет сургучную окраску, метамиктен; встречается в сростании с зернистым монацитом, образует в нем густую вкрапленность, прожилки, нарастает в виде мелких

дипирамидальных кристалликов. А. Б. Наливкин считает его продуктом вторичного изменения монацита. Химический состав ауэрлита следующий (в %): ThO_2 17,3; TR_2O_3 13,17; Fe_2O_3 24,7; P_2O_5 8,6; SiO_2 11,66; H_2O 24,74.

Ксенотим, по данным А. Б. Наливкина, встречен в виде бледно-зеленоватой, розовато-красноватой и, наконец, желтоватой разновидностей. Последняя, помимо P_2O_5 , содержит 2,3% SO_3 и отнесена к гуссакиту.

Т а б л и ц а 2

Состав редких земель в ксенотиме по данным рентгено-спектрального и хроматографического анализов

Образец	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
1	—	—	—	—	0,8	0,8	7,3	2,2	15,0	1,9	7,0	0,5	4,3	0,6	68,6
2	—	—	0,7	—	1,2	1,3	4,9	2,1	12,4	3,0	7,5	0,9	4,1	0,7	61,2
3	—	—	—	—	—	—	5,5	—	—	—	5,0	—	4,2	—	85,1

Все три образца взяты с одного участка. Отчетливый диспрозиевый максимум и близость состава редких земель к их составу в ксенотиме из альпийских жил Сен-Готарда (Швейцария) позволяют считать ксенотим из тиманских метасоматитов низкотемпературным минералом (Семенов, 1963).

Примечательно нарастание ксенотима на терригенно-обломочные зерна циркона в кварцитах и сланцах околожилльных приконтактовых зон. С цирконом он образует параллельные сростки или прерывистые каемочки на поверхности его зерен. Оптическая ориентировка обоих минералов при этом совпадает.

Циркон представлен тремя типоморфно-генетическими разновидностями.

1. Терригенно-обломочный из вмещающих осадочно-метаморфических пород. Зерна его бесцветны или имеют розовую окраску, столбчатые до изометричных, с признаками окатанности. По величинам показателей преломления циркон чаще всего относится к гиацину. В неизмененных термальными растворами осадочно-метаморфических породах кластический циркон имеет чистую гладкую поверхность со стеклянным блеском. Однако в кварцитах и сланцах из околожилльных приконтактовых зон большинство обломочных цирконовых зерен под воздействием щелочных растворов корродировано. Их поверхность приобретает неровный, изщербленный характер и становится матовой. Нередко можно наблюдать на поверхности зерен фигуры растворения в виде щеточек из конических сосочков. Здесь же наблюдается и регенерация зерен такого же кластического циркона (корродированных ранее и не корродированных): происходит развитие кае-

мок регенерации, обычно прерывистых, часто с заметной тонкой зональностью, подчеркивающей периодичность их роста.

Циркон регенерационных кайм имеет значительно более низкие показатели светопреломления (менее 1,90) и относится к малакону. Сопряженность проявления коррозии и регенерации у зерен кластогенного циркона в кварцитах и сланцах говорит о растворении и переотложении минерального вещества самого кластогенного циркона. В ряде случаев регенерационные цирконовые каймы сопровождаются такими же ксенотимовыми каймами. Последние нарастают на регенерированный и на не регенерированный циркон. Постоянное содержание в кластогенных цирконах вмещающей осадочно-метаморфической толщи значительного количества иттрия и фосфора позволяет думать, что ксенотимовые каймы также обязаны своим происхождением дифференцированному переотложению вещества кластогенного циркона. Иттрий более подвижный мигрант, чем цирконий, поэтому он может переноситься дальше. Очевидно, в связи с этим цирконовые регенерационные каймы не всегда сопровождаются ксенотимовыми, но ксенотимовые каймы постоянно сопровождаются цирконовыми, обычно более ранними.

2. Новообразованный дипирамидальный циркон обычно без граней призмы встречается в наиболее сильно метасоматически (в очень щелочной среде) переработанных породах (карбонатах, сиенитизированных диоритах и др.). Для него характерен хорошо выраженный идиоморфизм, редко — зональность. Иногда бывают слабо развиты грани призмы. По светопреломлению он относится к гиацинту или реже — к малакону. Значения показателей светопреломления у гиацинтов из метасоматических жил и (кластогенного) из метаморфических сланцев очень близки. Первый не несет признаков коррозии, регенерации или нарастания ксенотима; несомненно, что он выкристаллизовался из растворов. Гиацинтовая его разность, по-видимому, химически чистая, а малаконовая запряжена, вероятно, примесями редких земель, тория, урана.

3. Новообразованный полизональный столбчатый малакон встречен в метасоматических эгирин-полевошпатовых прожилках вместе с ильменорутилом и ксенотимом. Для него характерны довольно крупная (до 1 мм) величина кристаллов, идиоморфных, коротко- и длиннопризматических, полупрозрачных, с ямчатой поверхностью. Они не несут признаков регенерации.

Характерно пространственное распределение описанных выше разностей циркона, особенно в зонах штокверков, где наблюдается последовательная их смена от «экзоконтакта» к центру метасоматической зоны: кластический циркон, не затронутый воздействием гидротермальных процессов, сменяется таким же цирконом, но большей частью значительно корродированным и часто сильно регенерированным; затем развивается новообразованный

полизональный малакон и, наконец, в срединной (осевой) части зоны преобладает дипирамидальный, иногда зональный, циркон или малакон в ассоциации с новообразованными мономинеральными зернами ксенотима. Правда, последние члены отмеченного ряда бывают представлены далеко не всегда, а главным образом в хорошо проработанных штокверковых «жилах» (минерализованных линейных зонах трещиноватости). С уменьшением мощности «жилы» происходит уменьшение числа типоморфногенетических разностей и снижается четкость в их зональном распределении (вплоть до исчезновения новообразованных выделений циркона), а сохраняются лишь корродированные и частично регенерированные зерна кластического циркона. Очевидно, в таких случаях есть недостаточность поступающих по трещинам растворов, малый пространственный объем околожилных метасоматических изменений, в связи с чем и происходит только коррозия акцессорного циркона в материнских метаморфических породах и частичная его регенерация. Большая же часть перешедшего в раствор циркония и вместе с ним иттрия выносятся по трещинам. Поэтому в непосредственной близости к месту растворения циркона его новообразований не наблюдается. Приведенные факты невозможно истолковывать с позиций привноса циркония восходящими гидротермами со стороны глубинного магматического очага. Очевидно, что минеральные формы циркона, его типоморфные признаки последовательно менялись, отражая физико-химические условия растворения и миграции циркония (и отчасти иттрия) из оружающей метаморфической породы к трещинам и выпадения их из растворов в зоне метасоматических жил.

Некоторые признаки рассмотренного цирконового ряда были подмечены еще ранее в тиманских метасоматитах О. А. Солнцевым.

Эгирин и щелочные амфиболы метасоматитов представлены в нескольких генерациях, сменяющих одна другую, что доказывает повторность сходных явлений щелочного метасоматоза. Подобным же образом две и более генерации наблюдаются здесь у апатита, барита и других минералов.

Железорудные первичные минералы представлены, помимо сидерита и магнетита, также анкеритом, пиритом, пирротинном. Гематит, гетит, гидрогетит относятся к вторичным минералам. Они образуются в результате окисления первичных минералов (гематит—за счет ильменита и магнетита, гетит и гидрогетит—за счет сидерита, анкерита и редко — пирита) и миграции железа (стеклянные головы натечного гидрогетита) в период развития на участках линейно-инфильтрационной трещинной коры выветривания.

По составу характерных редких элементов наиболее распространенные минералы из метасоматических зон мы разделяем на группы. В группу иттриевых (или обогащенных иттрием) входит

ксенотим и все разновидности циркона, а также гетит. Соответственно в группу цериевых (или обогащенных церием минералов) включены монацит, эгирин, флогопит, ауэрлит, апатит, сидерит, гетит а в группу ниобиевых (или содержащих ниобий) — ильменорутит, колумбит, анатаз, ильменит, гематит, магнетит, гетит, гидрогетит, все разновидности циркона, апатит, флогопит.

По характеру распределения редкометалльных акцессориев в метасоматитах они объединяются в три ассоциации: 1) циркон-колумбит-ильменорутит-ксенотимовая; 2) пироклор-редкоземельно-карбонатная; 3) торит-монацитовая. Первая генетически связана с фенитизированными сланцами, кварцитами, гипербазитами, метадиабазами; вторая — с кальцит-анкерит-доломитовыми «карбонатитами» и третья — с сидеритовыми «карбонатитами» и с сидеритовыми прожилками в фенитизированных сланцах и кварцитах. Часто сидерит бывает окислен до гетита. Тем самым в геохимическом аспекте обособляются циркон-ниобий-иттриевая группировка (с большими величинами электроотрицательностей ионов) и торий-цериевая группировка (с меньшими значениями электроотрицательности ионов). Это отражает специфику в условиях миграции редких элементов в процессе эволюционного и пространственного развития щелочного метасоматоза. Выделяемые нами группировки элементов приблизительно отвечают парагенетическим ассоциациям в метасоматитах других районов (Тугаринов и др., 1963).

Наши минералогические исследования также показали, что главные редкометалльные акцессории, образуя автономные минеральные выделения, вместе с тем иногда встречаются в виде порастаний и неправильных мелких включений в породообразующих минералах метасоматитов: эгирине, апатите, альбите, карбонатах и других, отражая свою тесную генетическую связь с процессом метасоматоза.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ЭГИРИН-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ «ЖИЛАХ»

Для суждения об источниках редкометалльных компонентов в метасоматитах особого внимания заслуживают типоморфные черты ксенотима и циркона, а также некоторые особенности распределения и поведения редких элементов в породообразующих минералах и соответствующих породах. Циркон-колумбит-ильменорутит-ксенотимовая ассоциация обычна для эгирин-полевошпатовых метасоматитов штокверковых жил и близких им образований, формировавшихся непосредственно в сланце-кварцитовых толщах тиманского фундамента.

Мощности штокверковых жил как в глубину, так и по простиранию сильно меняются: то раздуваются, то почти совсем

выклиниваются. Это зависит, главным образом от литолого-петрографического характера вмещающих пород. Раздувы закономерно приурочены к пересекаемым жилой пачкам кварцитов; резкое уменьшение мощностей жилы и зон околожилных изменений, вплоть до их выклинивания, наблюдается в сланцевых пачках. Это объясняется скорее всего большей хрупкостью кварцитов по сравнению со сланцами. Однако просачивание растворов происходило не только по трещинам, но и через вмещающую породу, проявляясь в ответвлении околожилной зоны и в ее фенитизации. В связи с этим становится ясным, что главная причина изменения мощностей жил и зон околожилных изменений заключается в различной проницаемости кварцитов, алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев. Пористость их резко уменьшается от грубо- к тонкозернистым породам, т. е. от кварцитов к сланцам. Последние экранировали движение растворов и тем самым еще более способствовали их деятельности в кварцитах, усиливали их минерализацию. Таким именно образом и сторонники гидротермальной магматогенной теории объясняют происхождение редкометальных руд в формации Витватерс-Ранд, локализующихся в конгломератах и кварцитах под кровлей из безрудных сланцевых пачек (Маккелви, Эверхарт, Гаррелс, 1958).

В раздувах, приуроченных к тиманским кварцитам, мощность собственно жильных тел достигает 0,1—0,6 м, а общая мощность зон брекчирования и фенитизации 5,0—10,0 м в кварцитах и 0,75—1,0 м в сланцах. Имеющиеся данные говорят о том, что на участках имелись повторные тектонические смещения, а вследствие этого происходило приоткрывание трещин и поступление новых порций термальных растворов.

Судя по морфологическим и структурно-петрографическим признакам, в генетическом отношении эти штокверковые зоны фенитизации близки к третьей группе хрусталеносных кварцевых жил (Лазько, 1957), сформировавшихся в результате переработки и преобразования вмещающих сланце-кварцитовых пород термальными растворами, мигрировавшими по трещинам разрывов и сколов. В этих условиях (фации зеленых сланцев) природа растворов, вероятнее всего, была метаморфогенной (Судовиков, 1964). Как видно из нашего описания типоморфно-генетических разностей циркона и ксенотима, характерных для штокверковых кварц-эгирин-полевошпатовых жил, цирконий, иттрий, и, видимо, ниобий поступали в жильное пространство из вмещающих пород, в частности в результате растворения и перетолжения щелочными растворами обломочных зерен циркона. Эффективность подобных процессов выщелачивания, даже в отношении химически устойчивых минералов вмещающих пород, была значительной. Об этом же свидетельствуют наблюдавшиеся случаи растворения большей части зерна кластического тур-

малина в околожилльных кварцитах. При этом вещество, перешедшее в раствор, в значительной мере переоткладывалось из раствора по пути его движения в виде цепочки игольчатых турмалиновых кристаллов. В промежутках между зернами в тех же кварцитах нередко можно было наблюдать цепочки мелких рутиловых кристалликов, тоже отложенных из растворов, которые корродировали зерна титановых минералов. Частично лейкоксеновые зерна растворялись, а частично перекристаллизовывались в крупнокристаллический рутил и местами, по данным О. А. Солнцева, в ильменит.

Эгирин, как это установлено микроскопическими исследованиями, в значительной мере образовался внутри слюдистого материала метаморфических вмещающих пород за счет его преобразования и, очевидно, перераспределения ряда компонентов (натрия, калия и др.) на ранних стадиях метасоматоза.

Как известно, слюдистое вещество осадочно-метаморфических пород является концентратором редких земель, которые имели первично-осадочное происхождение, находясь ранее в рассеянном состоянии. При пересчете их только на слюдистое вещество осадочной породы (сланцев, кварцитов) содержание редких земель в слюдах будет в 1,5—2 раза выше фоновых значений.

В процессе роста эгириновых метакристаллов, замещавших слюдистые агрегаты, часть осадочных редких земель была получена (унаследована) ими на месте. Другая часть могла мигрировать к близрасположенному и растущему эгириновому метакристаллу (цериевая группа редких земель) или выноситься далее (иттриевая группа).

Редкие земли, привнесенные растворами, могли играть значительную роль в обогащении эгириновых внутрижилльных метакристаллов. Однако привнос редких земель не говорит об их магматогенности, так как они могли выщелачиваться поднимающимися растворами из слюдистого вещества сланцев и других осадочно-метаморфических пород.

Ясное представление о поведении титана и редких элементов при околотрещинном метасоматозе мы получили при обработке и интерпретации некоторых аналитических данных А. Б. Наливкина, дополненных нашими собственными материалами (табл. 3). Опробование штокверковой жилы вкрест простирания обнаружило в околотрещинной зоне разубоживание титана и редких земель в сравнении с их фоновым содержанием.

В табл. 3 приведены содержания титана, ниобия и редких земель в кварцитах в зависимости от их расстояния от контакта с штокверковой жилой. На контакте для всех этих элементов характерны высокие содержания, которые значительно превышают кларковые. Однако с удалением от метасоматической жилы содержание титана в обоих случаях становится в несколько раз

Таблица 3

Содержание титана, ниобия, редких земель в кварцитах околожильной зоны *

Профиль	Компоненты	Кварцит на контакте с «жилой»	Кварцит в 0,1 м от контакта	Кварцит в 0,5 м (I) и в 1,0 м (II) от контакта
I	TiO ₂	0,039	0,0036	0,0084
	Nb ₂ O ₅	0,000293	0,000274	0,000564
	TR ₂ O ₃	0,002051	0,000274	0,000282
II	TiO ₂	0,301	0,0052	0,0013
	Nb ₂ O ₅	0,2479	0,0004428	0,000383
	TR ₂ O ₃	0,122	0,001107	0,000262

* Осадочно-метаморфические породы района Тимана имеют средний удельный вес 2,773 г/см³, содержат, в среднем, TiO₂ 0,0154; Nb₂O₅ 0,00067, TR₂O₃ 0,000283 в условных объемно-весовых единицах. Анализы выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ (аналитик Н. Якимова)

меньше его кларка в осадочных породах и меньше его среднего содержания в кварцитах и сланцах этого района Тимана. Аналогичным образом ведут себя и редкие земли.

Таким образом, можно констатировать деконцентрацию титана и редких земель во вмещающих метасоматиты кварцитах, в которых уже на расстоянии 0,5—1,0 м от контакта с сильно-измененными породами содержание титана и редких земель меньше, чем их фоновое содержание во вмещающих осадочно-метаморфических породах. Последнее, на наш взгляд, служит доказательством привноса титана и редких земель в околотрещинную зону из вмещающих осадочно-метаморфических пород.

Аналогичное явление деконцентрации фтора в околожильной приконтактной зоне отмечено, например, Ю. А. Долговым для вмещающих флюоритоносные пегматиты осадочно-метаморфических пород одного из районов Сибири. Им доказано, что оно связано со стягиванием фтора к пегматиту из вмещающих пород, приведшим в итоге к флюоритизации пегматитов.

Еще один характерный случай гидротермально-метаморфической деконцентрации редких земель в приконтактной зоне монацит-циркон-ауэрлитовой жилы, обусловленный стягиванием редкометалльных компонентов (редких земель, циркония и др.) из вмещающих гнейсов и мигматитов, описан К. И. Чепижным (1964).

Мы полагаем, что подобный механизм метасоматической концентрации применим и к нашему случаю с титаном и редкими землями.

Поведение ниобия, судя по имеющимся у нас данным, несколько иное. Во втором профиле вблизи контакта с жилой видно резкое обогащение кварцитов ниобием сравнительно с уда-

ленной (на 1,0 м) зоной; в первом же профиле количество Nb_2O_5 от жилы в сторону вмещающих кварцитов возрастает вдвое. Но и в том, и в другом случае содержание ниобия в пределах взятых интервалов опробования в несколько (5—6) раз выше фонового. Для понимания этого нужны, конечно, более широкие исследования и получение дополнительных аналитических данных; можно, однако, предполагать, что здесь источником ниобия могли быть подстилающие осадочно-метаморфические толщи, а местами основные и ультраосновные изверженные породы (Кухаренко, 1961).

Не затрагивая особенностей редкометальной минерализации более поздней Fe-Са-стадии щелочного метасоматоза, отметим, что только она накладывается на продукты первой стадии. Так, образование пирохлора, очевидно, связано с растворением и перераспределением вещества колумбита и ильменорутила.

Кроме того, торий, рассеянный в сланцах и отчасти в кварцитах, по нашим данным, мигрировал и накапливался в условиях проявления железо-кальциевого метасоматоза.

Т а б л и ц а 4

Содержание тория в осадочно-метаморфических алевролитоглинистых породах Среднего Тимана

Место взятия образца	Содержание тория, 10^{-3} %	Коэффициент концентрации
р. Кось-ю	2,23	2,40
р. Кось-ю	3,0	2,72
р. Бобровая	2,7	2,45
р. Печерская Пижда	2,62	2,40
р. Умба	2,5	2,30
р. Цильма	2,7	2,45

Примечание: Кларк тория по А. П. Виноградову (1956), для глин и глинистых сланцев $1,1 \cdot 10^{-3}$, для гранито-липаритов и др. пород $1,8 \cdot 10^{-3}$.

Выполненные В. Я. Овченковым в лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР определения показали, что тиманские сланцы и алевролиты, как это было уже отмечено Д. П. Сердюченко (1959), содержат торий в повышенном, по сравнению с кларковым, количестве. В табл. 4 приведены анализы лишь некоторых из исследовавшихся образцов, но они отражают общее фоновое содержание тория в осадочно-метаморфических породах Среднего Тимана. Концентрации тория в них в 2,5—3 раза выше кларка тория для сланцев и глинистых пород и в 1,5—2,0 раза выше его содержания в кислых магматических

породах (Виноградов, 1956). Однако в метасоматитах двух изученных участков концентрация тория превышает фоновое содержание только в метасоматических жилах и у самого их контакта, а в зонах околожильных изменений (уже в 0,1 м в сторону от контакта) она мгновенно падает ниже фоновой.

Рассмотренные особенности распределения тория свидетельствуют, с одной стороны, о его малой подвижности, а с другой, о его первично-осадочной природе и о локальном привносе в жильную зону метасоматита из вмещающих пород, т. е. поведение тория подобно титану и редким землям, с образованием в зальбандах жилы зоны деконцентрации тория, свойственной разным типам метасоматитов: «карбонатитам» и полевошпат-эгириновым жилам. Минералом-концентратором служит монацит первой и второй разности, который, как это выяснено А. Б. Наливкиным, образует прорастания с ауэрлитом и с сидеритом или с заместившими его гидроокисными минералами железа. Наложение процесса сидеритизации на более ранние метасоматические продукты, очевидно, объясняет присутствие содержащего торий монацита в обоих типах метасоматитов; при этом силикатный состав полевошпат-эгириновых жил обусловил в них большее, чем в «карбонатитах», развитие акцессорного ферриторита.

В генетическом отношении акцессорная ториевая минерализация пород Тимана может быть сопоставлена с ториевой минерализацией некоторых зарубежных месторождений. В районе Паудерхорн (Колорадо), Маунтин-Пасс (Калифорния) повышенные ториевые концентрации также наблюдаются как в зонах линейных нарушений в осадочно-метаморфических силикатных породах, так и в карбонатитовых образованиях. Но в Маунтин-Пасс торит характерен для силикатных вмещающих пород, а монацит — для карбонатных. О генезисе монацита в зонах дробления интересны высказывания о монацитовом месторождении Стеенкампскрааль (Южная Африка) группы африканских исследователей (см. Колотухина и др., 1964). Здесь монацит встречается как жильный минерал в зонах дробления среди парагнейсов. Каких-либо интрузий гранитоидов, с которыми можно было бы связать происхождение этого монацита, в районе нет. Однако в самих гнейсах часто встречается рассеянный акцессорный монацит даже вдали от тектонических нарушений. Поэтому наиболее вероятным считается очадно-метаморфический генезис жильного монацита, обусловленный переотложением монацита из вмещающих парагнейсов «нагретыми активизированными водами, циркулировавшими в зоне разлома».

ОБ ИСТОЧНИКАХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТИМАНСКИХ МЕТАСОМАТИТАХ

В связи с генезисом редкометальных концентраций в тиманских метасоматитах следует отметить, что редкометальная минерализация в жильных и штоковых образованиях Тимана генетически единая, а различия в составе минеральных ассоциаций из разных метасоматитов обусловлены особенностями химизма вмещающих пород и связанных с ними гидротермальных растворов.

Действительно, между метасоматитами и вмещающими породами имеется тесная связь по их химическому составу. Штокверковые кварц-полевошпат-эгириновые жилы приурочены исключительно к сланце-кварцитовой толще. Эгириновые сиениты развиваются по диоритам, плагиоклазиты — по метадиабазам и частью по кварцитам, штоковые и частью жильные карбонатиты — по гипербазитам и базитам (пикритам, габбро, лампрофирам). Главная часть жильных карбонатитов приурочена к зонам трещиноватости в осадочно-метаморфических породах; обычно вблизи карбонатного штока (линзы) она образует тела выполнения, переходящие в метасоматические в результате замещения фени-тизированных зон.

Химизм вмещающих пород непосредственно отражается на концентрации и формах проявления акцессорной редкометальной минерализации в метасоматитах. Кварц-полевошпат-эгириновые жилы, эгириновые сиениты, плагиоклазиты (альбититы) концентрируют главным образом титан, ниобий, иттрий и иттриевую группу редких земель, торий, цирконий в виде окислов, фосфатов или силикатов этих элементов. Штоковые и жильные карбонаты преимущественно концентрируют церий, цериевую группу редких земель, торий в составе карбонатов, фосфатов; кроме того, в них встречаются небольшие скопления ниобиевых минералов: пирохлора и ильменорутила (последний, видимо, реликтовый, сохранившийся от первых стадий метасоматоза). Признаки наличия и влияния кислых интрузий здесь отсутствуют, а среди имеющихся интрузий базитов и гипербазитов только лампрофиры содержат ниобий иногда в несколько повышенных количествах.

Локализация в распространении метасоматитов с их редкометальной минерализацией, тесная связь составов метасоматитов и вмещающих пород, отсутствие «питающих» интрузий и рудоподводящих каналов позволяют нам говорить о гидротермально-метаморфическом генезисе метасоматитов и связанных с ними редких элементов, которые были извлечены из осадочно-метаморфических толщ термальными водами, циркулировавшими в ослабленных зонах глубинных разломов.

В генетическом отношении среднетиманские метасоматиты особенно сходны с жильной редкометальной минерализацией района Паудерхорн в Колорадо (Wallace, Olson, 1956).

Значительную массу изверженных пород в этом районе составляет пироксенитовый шток Айрон-Хилл. Он пронизан внедрениями щелочных пород и жильных карбонатитов, крупные тела которых выходят на соседнем участке. Во вмещающих докембрийских сланцевых породах наблюдаются минерализованные трещины дробления и скалывания. Вблизи штока имеются жильные лампрофиры. Пироксениты, щелочные породы и карбонатиты генетически рассматриваются обычно как изверженные. Однако некоторые геологи видят в массиве карбонатитов ксенолит докембрийских мраморов. В них имеются и скопления метасоматических новообразований в виде флогопита, амфибола, а также реликтовые минералы — пироксен, хромит и др. Щелочные породы штока также могли образоваться в результате переработки пироксенитов. В районе Паудерхорн, как и на Тимане, между жильными и вмещающими породами наблюдается ясная связь по их химическому составу. В кварц-слюдистых сланцах жильная минерализация имеет преимущественно микроклин (ортоклаз)-кварцевый состав, а в известково-натриевых (щелочных и ультраосновных) породах она имеет карбонатный состав. Ториевое оруденение приурочено к массиву «карбонатитов», к карбонатитоподобным жилам и в особенности к минерализованным трещинам дробления и скалывания в сланцах, где оно представлено торитом и гидроторитом, ассоциирующими с карбонатами, калиевыми полевыми шпатами, баритом, кварцем, гематитом, а в «карбонатитах» — с монацитом.

В Колорадо торий сопровождается ниобием и редкими землями. Близость минералогического состава и ряд общих геохимических признаков позволили местным исследователям прийти к выводу о металлогеническом единстве всех видов описанных пород, которые они генетически связывают со щелочной магмой. Однако, по нашему мнению, правильнее было бы говорить — со щелочным метасоматозом. Несмотря на возможность разных генетических концепций, важно одно: наличие металлогенического единства между разными вмещающими породами и связанными с ними рудопроявлениями. Главный рудный элемент — торий, хотя ассоциирует с калиевыми, натриевыми и известковыми породами, однако, накапливается преимущественно в минерализованных трещинах калиевых пород (торит, гидроторит), т. е. в сланцах. В карбонатных жилах и в редкоземельных минералах из пород штока отношение цериевой группы к иттриевой намного больше единицы, а в минерализованных зонах трещин дробления и скалывания сланцев оно меньше единицы. Таким образом, имеется ясная геохимическая дифференциация.

В районе Маунтин-Пасс (Калифорния) месторождение штоковых карбонатитов приурочено к зоне разлома северо-западного простирания. Оно имеет линейно вытянутую, перпендикулярно к разлому, конфигурацию (что наблюдается и на Тимане),

сопровождается интрузиями гранитов и сиенит-шонкинитов. В последних имеются жилы карбонатитов. Вмещающими служат осадочно-метаморфические породы докембрия. Довольно широко развита эгиринизация. Редкометалльные минералы представлены бастнезитом, монацитом, торитом, редкоземельными карбонатами. Главный рудный минерал — бастнезит приурочен к карбонатитам, но торит встречается главным образом в минерализованных зонах смятия силикатных вмещающих пород. Сильно радиоактивный монацит (до 3% двуокиси тория) находится преимущественно в доломитовых карбонатитах. По особенностям геологического строения и распределения концентраций редких металлов Маунтин-Пасс несколько напоминает среднетиманский тип редкометальной минерализации: одна часть редких металлов концентрируется в зонах смятия, другая — в карбонатитах, причем торий в первом случае входит в состав торита, во втором — в состав монацита. Это месторождение сейчас к карбонатитовому типу относится условно.

Если месторождения Паудерхорн и Маунтин-Пасс имеют спорный генезис, то жильные (секущие и пластовые) тела с редкометальной концентрацией в гранито-гнейсах Африки (Стеенкампскрааль и др.) имеют бесспорно гидротермально-метаморфический генезис. В частности, в эту группу входит уран-церий-титановое месторождение Мавуази, где вмещающими породами служат пелитовые, псаммитовые сланцы и преимущественно известняки осадочно-метаморфического комплекса, прорванные овальным по форме массивом гиперстенсодержащих габбро-норитов. Минерализация связана с жильными телами зоны разломов, секущих вмещающие осадочные и магматические породы. Состав жильных тел: 1) скаполит-кальцитовый; 2) пироксенитовый (диопсидовый); 3) плагиоклаз-кальцитовый. Основным рудным минералом является мавуазит — окисный минерал сложного титан-церий-уранового состава. Источником рудного материала в жилах могли быть только вмещающие породы, из которых происходило его выщелачивание и переотложение. Эта группа месторождений также имеет сходные геологические черты с тиманской жильной минерализацией, и ее генезис — гидротермально-метаморфический.

Совокупность проявлений процессов выщелачивания редких элементов и переотложения их в виде акцессорных минералов в осадочно-метаморфических толщах — первоочередно в ослабленных тектонических зонах, к которым приурочены и тела ультраосновных и основных магматических пород, также подвергавшиеся переработке растворами, несомненно ведет к огромной мобилизации редкометального вещества. Термальный и динамический метаморфизм лишь ускоряют экстракцию редких элементов из вмещающих пород. В результате этого редкие элементы могут мигрировать на различные расстояния по трещинам,

как это в той или иной мере проявилось в метасоматитах Тимана.

Таким образом, фактические материалы говорят о том, что тиманские метасоматиты не несут признаков, указывающих на первичный вынос редких элементов из интрузий. Наоборот, многие данные свидетельствуют об их генетической и геохимической связи с вмещающими, в первую очередь — осадочно-метаморфическими, породами. На этом основании мы относим их к метасоматитам регионального типа (Тугаринов и др., 1963), характер рудоносности которых в основном определяется составом вмещающих продуктивных толщ.

Без благоприятных условий для широкой внутрипластовой и дальней миграции по трещинам, в осадочно-метаморфических породах под воздействием внедрившихся интрузий может наблюдаться относительная концентрация редкометального вещества в зонах контактов. Примером подобной гидротермально-метаморфической концентрации может служить акцессорная минерализация в ороговикованных сланцах Южного Тимана (Сердюченко, 1959).

На участке р. В. Чуть кварц-хлорит-слюдистые и графито-известково-слюдистые сланцы фундамента контактируют с гранитной интрузией и превращены в биотитовые турмалин-сфеновые слюдисто-альбит-кварцевые роговики. Биотит представлен пластинчатыми порфиробластами с ситовидной структурой за счет включений кварца. Скелетный облик имеют и зерна лейкоксенизированного сфена. Турмалин и апатит наблюдаются в виде мелких столбчатых и игольчатых кристаллов, рассеянных в основной мелкозернистой полевошпат-кварц-слюдистой массе.

В лейстах биотита из ороговикованных сланцев и в эндоконтактных зонах гранита включены акцессорные кристаллики радиоактивных и редкоземельных минералов (циркона, малакона, циртолита, монацита, апатита, сфена и других, ближе не определимых), окруженные плеохроичными двориками. Спектрохимические анализы сланцев р. В. Чути показали содержание в них редких земель от тысячных до нескольких сотых долей процента.

Все эти факты позволили Д. П. Сердюченко прийти к выводу о перемещении, собирательной минерализации и перекристаллизации бора, титана, редких земель, циркония и других редких элементов в сланцах р. В. Чути и некоторых других участков Южного Тимана под тепловым и динамическим влиянием внедрившихся гранитных масс. При этом приконтактовые граниты благодаря ассимиляции и трансвапоризации обогащались редкими элементами из этих же сланцев.

Для дополнительной проверки влияния высокотермального метаморфизма на формирование редкометальной минерализации в осадочных породах нами был проанализирован на торий слю-

дистый микрокварцит (алевролит) из биотит-хлоритовой субфации в разрезе кислоручейской свиты рифея (у руч. Кислого на р. Печерской Пижме). Для этого микрокварцита характерно метаморфическое преобразование карбонатно-глинистого вещества в биотит и магнетит. Подобно биотиту верхнечутинских роговиков, наш биотит содержит многочисленные плеохроичные дворики, связанные с микровключениями радиоактивных минералов.

Допуская поступление радиоактивных элементов в сланцы за счет магматогенных эманаций, мы должны ожидать в породах кислоручейской свиты повышенных (относительно фонового) содержаний тория. Однако анализ показал (см. табл. 4), что содержание тория в кислоручейском слюдистом микрокварце равно фоновому, т. е. здесь отсутствует какой-либо привнос тория извне. Поэтому мы полагаем, что биотит с редкометальными акцессориями и плеохроичными двориками вокруг них вовсе не служит показателем магматогенного привноса в осадочно-метаморфические породы, а отражает определенную степень метаморфизма, перераспределение и минерализацию рассеянного в материнской осадочной породе редкометального вещества.

Таким образом, приведенные выше материалы позволяют прийти к выводу о наличии в осадочно-метаморфических породах Тиманского фундамента титан-редкометального минералообразования гидротермально-метаморфогенного типа. Источниками титана и редких металлов послужили здесь вмещающие осадочно-метаморфические и отчасти магматические (базиты, гипербазиты) породы, обработанные гидротермами в процессе наложения щелочного и щелочно-железистого метасоматоза или усиления степени метаморфизации. Отсутствие прямой генетической связи этой титан-редкометальной минерализации с магматическими очагами очевидно.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— *Геохимия*, 1956, № 1.
- Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Геологическое строение и минералогическо-геохимические особенности редкометальных карбонатитов.— Серия «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.
- Ивсен Ю. П. О возрасте магматических образований п-ва Канин и Северного Тимана.— *Труды ин-та геологии Коми филиала АН СССР*, № 10, 1960.
- Колотухина С. Я., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. Изд-во «Наука», 1964.
- Кочетков О. С. К вопросу о минералогическо-геохимических особенностях лейкоксенов (на примере лейкоксенов Тимана).— *Литология и полезные ископаемые*, 1964а, № 6.
- Кочетков О. С. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана.— *Труды ин-та геологии Коми филиала АН СССР*, вып. 4, 1964б.

- Куровиц М. И., Пизнюр А. В. К вопросу об условиях образования монацита.— Минералогич. сб. № 15. Львов. геол. об-ва, 1961.
- Кухаренко А. А. и др. К геохимии ниобия и тантала в комплексах щелочных ультраосновных пород.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
- Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд-во Львов. ун-та, 1957.
- Маккелви В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М. Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. В сб. «Геология атомных сырьевых материалов» (доклады иностр. ученых на междун. конф. по мирному использованию атомной энергии). ГНТИ, 1958.
- Нечаев С. В., Кононов Ю. В. Новый генетический тип редкометального оруденения в докембрийских мигматитах Европейской части СССР.— Советская геология, 1963, № 4.
- Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана.— Труды ин-та геологии Коми-филиала АН СССР, г. Сыктывкар, 1962.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах.— Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1956.
- Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В. и др. Железные руды Южной Якутии.— Геология, минералогия, генезис и промышленное значение. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Сердюченко Д. П. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах.— Труды ин-та минер., геохим. и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 17, 1963.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и (Fe—V—TR)-парагенез в древних платформах. Изд-во АН СССР, 1963.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, 1963.
- Чепижный К. И. О гидротермальном перераспределении редких элементов в осадочно-метаморфических породах.— Сб. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Изд-во Наука, 1964.
- Wallace S., Olson W. Thorium in the Powderhorn District, Januison county, Colorado. U. S., Geol. Surney, Paper 300, 1956.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ БОРА

Бор в периодической системе занимает место во втором ряду и относится к числу элементов В-подгрупп. Связи, образуемые атомами элементов этого ряда, обладают наибольшей прочностью, на что указывают малые межатомные расстояния и высокие температуры плавления бора и его ближайших соседей — бериллия и углерода. Бор, как и все другие элементы третьей группы периодической системы элементов, содержит во внешнем слое максимально три электрона. К своему ближайшему аналогу — алюминию бор находится приблизительно в таком же отношении, как углерод к кремнию, т. е. между обоими элементами имеется ряд сходных черт, однако они не ограничиваются (как у Si и C) преимущественно одинаковой валентностью и непосредственно обусловленными ею свойствами.

Между бором, алюминием, кремнием и бериллием (табл. 1) в кристаллических решетках многих минералов широко развиты не только изоструктурные, но и изоморфные отношения, обусловленные коренными свойствами элементов — порядковыми номерами и атомными весами (Власов, 1963).

Бор — единственный из давно известных элементов, структура которого еще недостаточно выяснена; из-за сильной реакционной способности и высокой температуры плавления его трудно

Таблица 1

Свойства бора и некоторых изоморфных с ним элементов

№	Символ	Атомный вес	Строение элементов по Бору			R_i , Å	Потенциал ионизации, эв	Электроотрицательность, ккал/г-ат
			K	L	M			
4	Be	9,01	2	2		0,34	9,320	210
5	B	10,82	2	2 1		0,20	8,296	290
13	Al	26,98	2	2 6	2 1	0,57	5,984	220
14	Si	28,09	2	2 6	2 2	0,39	8,149	270

выделить в чистом виде. Особенно сильна склонность бора давать соединения с малыми количествами другого элемента (металла). Элементарный бор обладает сложной структурой. Кристаллы простейшей игольчатой модификации относятся к тетрагональной системе и содержат 52 атома в элементарной ячейке. Структура кристаллов пластинчатой формы пока не расшифрована, в ее элементарной ячейке содержится 200 атомов.

У атома бора из пяти электронов во внешнем слое расположены три; во многих своих соединениях имеет три лежащие в одной плоскости связи, направленные к вершинам равностороннего треугольника, т. е. его координации 3 (например, H_3BO_3).

Однако наличие у бора, как и у других элементов В-подгруппы, четырех валентных орбит (внутренние электроны серии К действуют подобно одному валентному электрону) приводит к тому, что в ряде своих соединений бор проявляет тетраэдрическую координацию, например в образовании борного ангидрида B_2O_3 или комплексного аниона BH_4 . Комплекс $(\text{BF}_4)^{-1}$ входит в состав минерала ферручита NaBF_4 и авогадрита $(\text{K,Cs})\text{BF}_4$. Возможность использования четвертой вакантной валентной орбиты лежит в основе характерной для галогенидов бора (особенно для фторида) способности присоединять молекулы различных веществ, в частности, органических.

При температурах выше 1200°C образуется BN, по физическим свойствам аналогичный графиту, а при высоких температурах и давлении синтезирована кристаллическая модификация BN со структурой алмаза.

В геохимии бор как катион неизвестен, и поведение этого элемента в земной коре обуславливается свойствами его комплексного аниона $(\text{BO}_3)^{3-}$. Вычисленные А. Е. Ферсманом (1939) для комплексных анионов $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{BO}_3)^{3-}$, $(\text{SiO}_4)^{4-}$, $(\text{AlO}_4)^{5-}$, $(\text{BeO}_4)^{6-}$ валентные энергетические коэффициенты (вэки) соответственно (приблизительно) равны 0,34; 0,39; 0,56; 0,69; 0,80; 1,00. Величины эти в общем обратно пропорциональны силе кислот и константам их диссоциации. Борная кислота — слабая, в условиях поверхности она легко вытесняется более сильными — угольной и серной; в природе широко развита, например, карбонатизация боратов в зоне гипергенеза с образованием псевдоморфоз кальцита по людвигиту, ашариту, флюобориту и др.

Однако при действии бороносных фумарол и горячих бороносных вод на кальцит или богатые углекислой известью воды (например, в условиях подъема нагретых нефтяных вод в зоне грязевых вулканов или при выделении борных эксгаляций в процессе формирования вулканогенно-осадочных месторождений) происходит вследствие различной летучести при нагревании, наоборот, вытеснение углекислоты борной кислотой и образование кальциевых и других боратов.

При высоких температурах бор способен также вытеснять Р и Si из их кислородных соединений.

Малые размеры атома бора и относительно высокие потенциалы ионизации, обуславливающие уменьшение расстояний В—О и усиление связей между ними (при ослаблении связей О—Н), вызывают в водных растворах не только легкий гидролиз борнокислых солей с образованием гидрата окиси бора $B(OH)_3$, но и дальнейшую диссоциацию последнего по кислотному типу с образованием при этом свободной борной кислоты H_3BO_3 .

В природе бор встречается главным образом в виде кислородных соединений, в которых установлено наличие структурных групп: плоской треугольной BO_3 (преимущественно в боратах) и тетраэдрической BO_4 (главным образом в боросиликатах) (Соболев, 1949). Четверная координация бора почти равноправна с тройной, но если в BO_3 «катион» располагается точно в центре почти равностороннего треугольника, то тетраэдры возможны как правильные, так и такие, в которых одна из вершин тетраэдра отстоит от атома бора значительно дальше, чем три остальные вершины (например, в бораците), т. е. налицо лишь компромисс между тройной и четверной координацией (Белов, 1954).

Установлено, что метаборная кислота построена из чередующихся диортогрупп B_2O_5 и тетраэдров $BO_3(OH)$ (Zachariasen, 1952), а борный ангидрид B_2O_3 состоит из тетраэдров BO_4 и имеет тригональную структуру типа кварца (Berger, 1952); тетраэдры BO_4 входят также в состав аналогов кварца BPO_4 и $BAsO_4$.

В структурном отношении кислородные соединения бора очень сложны и разнообразны; они, в частности, имеют много сходного с соединениями кремния. И те, и другие способны строить анионные группы (радикалы), например: островные — BO_3 , BO_4 и др.; цепочечные (с одинарными, сдвоенными и более сложными цепями) — $[BO_2]_n^{n-}$, $[B_4O_7]_n^{2n-}$, $[B_5O_7(OH)_4]_n^{3n-}$, $[B_6O_{11}]_n^{4n-}$ и др.; слоистые — $[B(OH)_4]$; каркасные $[B_3B_4O_{12}]$ — радикалы. Некоторые структурные цепочки (например, у гидроборацита и пробертита) и каркасы (например, у борацита) строятся из связанных между собой борокислородных или борокислородно-гидроксильных тетраэдров и плоских борокислородных треугольников. Нередко борокислородно-гидроксильные анионы сочетаются с дополнительными анионами (О, ОН, Cl, SO_4 , CO_3 , PO_4 , AsO_4 и др.):

Борацит	— $(Mg, Fe)_3O [B_3B_4O_{12}] Cl$
Флюоборит	— $Mg_3 (F, OH)_3 [BO_3]$
Канит	— $Ca_2 [AsO_4 \cdot [B(OH)_4] \cdot H_2O]$
Симанит	— $Mn_3 [PO_4 \cdot BO_3] \cdot nH_2O$
Сульфоборит	— $Mg_3 [SO_4 \cdot (BO_2OH)_2]$
Карбоборит	— $MgCa_2 [CO_3 \cdot (BO_2OH)_2] \cdot nH_2O...$

Канит встречается обычно с боратами (людвигит, ашарит и др.) или боросиликатами (аксинит), а также с железо-марганцевыми минералами (магнетит, якобит и др.) и с минералами скарнов (гранат, гаусманит, везувин, саркинит, фриделит, франклинит и др.). Для него местами характерна ассоциация со свабитом $\text{Ca}_5[\text{AsO}_4]_3 (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, который в одних случаях (Франклин, США) содержит до 36% апатитового компонента, т. е. $\text{Ca}_5[(\text{As}, \text{P})\text{O}_4]_3 (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, а в других (с возрастанием концентрации и активности борных растворов при понижении температуры минералообразования) замещается канитом (Сибирь), т. е. $\text{Ca}_2[\text{B}(\text{OH})_4 \cdot (\text{AsO}_4)]$ (Малинко, 1966; Утехин, 1961; Каюпова, 1963). Можно предполагать, что As и B изначально были сорбированы осадочными марганцево-железистыми отложениями, а потом в условиях скарнирования и гидротермальной переработки были десорбированы и образовали собственные минералы (Сердюченко, Глебов, 1964; Румянцев, 1965).

Структура индерита состоит (Руманова и др., 1963) из отдельных нейтральных комплексов $\text{MgB}_3\text{O}_3 \cdot (\text{OH})_5 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$, соединенных водородными связями: к двум соседним вершинам Mg-октаэдра примыкает полиион $[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5]^{2-}$. Наличие полииона $[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4]^{1-}$ предполагается и в структуре аксаита.

Отрицательные валентности радикалов нейтрализуются катионами Na, Ca, Mg, Fe, Mn, Sr, TR и др. В отличие от кремния, бор в вершинах тетраэдров довольно часто содержит (OH), что обычно и для тетраэдров вокруг бериллия.

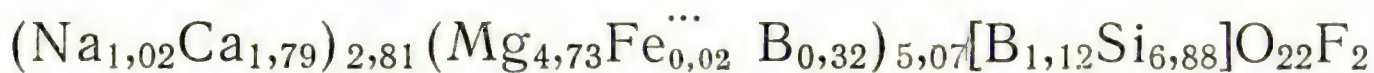
Сингалит $\text{MgAl}[\text{BO}_4]$ и бехиерит $(\text{Ta}, \text{Nb})[\text{BO}_4]$ имеют островную структуру с изолированными друг от друга борокислородными тетраэдрами; они изоструктурны с оливином и хризобериллом (Fang a. oth., 1965).

В структуре датолита $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$ бесконечные сетки из Ca-полиэдров чередуются с сетками, содержащими SiO_4 - и $\text{BO}_3(\text{OH})$ -тетраэдры, которые находятся в отношении 1:1; однако часть тетраэдров SiO_4 способна здесь замещаться $\text{BO}_3(\text{OH})$, давая переход в бакерит (при замещении $1/4$ кремнекислородных тетраэдров на борокислородно-гидроксильные). При изоморфном замещении $\text{YBe} \rightarrow \text{CaB}$ образуются природные иттро-бериллие-вые датолиты $\text{YCaBeBSi}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$ и конечный член этого ряда $\text{Y}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$. Для пары гердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{OH}, \text{F})$ и датолит $\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ характерно строгое структурное соответствие $\text{PO}_4\text{—SiO}_4$ и тетраэдров $\text{BeO}_3\text{F—BO}_3(\text{OH})$ (Белов, 1960).

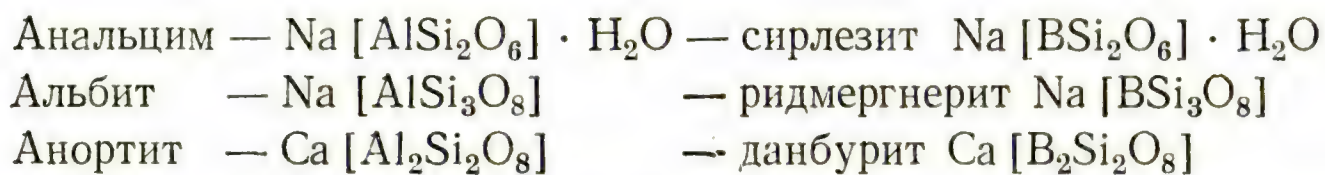
Формулы силлиманита $[\text{Al}_4(\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{20})]$ и дюмортьерита $[\text{Al}_4(\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{19}\text{OH})]$ показывают, что SiO_4 частично соответствует $\text{BO}_3(\text{OH})$ (Сердюченко, 1959); по последним данным (Головастиков, 1965), в структуре дюмортьерита имеются цепочки из Al-октаэдров, изолированные тетраэдры SiO_4 и плоские треугольники BO_3 . В гамбергите — $\text{Be}_2\text{BO}_3(\text{OH}, \text{F})$, структура обусловлена сочетанием тетраэдров BeO_4 и $\text{BeO}_3(\text{OH})$ с плоскими треугольниками BO_3 (Delouiru, 1962).

Для характеристики изоморфных отношений между Al и B весьма интересны недавние эксперименты Бауэра (Bauer, 1962), который исследовал продукты плавления девяти смесей, содержащих CaO, Al₂O₃, B₂O₃, SiO₂ с все возрастающим количеством бора за счет алюминия, чтобы выяснить возможность замещения в гелените (группа мелилита) B → Al. Исследование продуктов плавок с помощью порошковых рентгенограмм показало, что, помимо чистого геленита — Ca₂Al₂SiO₇, возникают смешанные кристаллы, в структуре которых B_{IV} замещает Al_{IV}, образуя совершенно непрерывный изоморфный ряд между геленитом и боргеленитом — Ca₂B₂SiO₇. Это подтверждается на порошковых рентгенограммах смешанных кристаллов, в которых межплоскостные расстояния закономерно смещаются для идентичных линий по мере постепенного увеличения количества бора вместо алюминия. Соответственно закономерно уменьшаются и размеры кристаллической ячейки от геленита ($a_0=7,674$; $c_0=5,062$ Å) в сторону боргеленита ($a_0=7,115$; $c_0=4,812$ Å).

В синтетическом фтористом амфиболе (эдените) вместо Al₂O₃ содержится 3,91 % B₂O₃, который почти полностью входит в состав тетраэдров (Kohn, Comeforo, 1955):

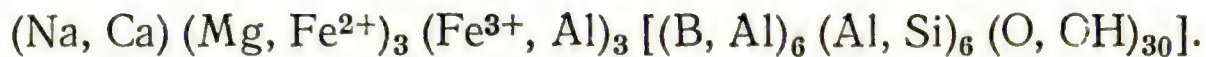


Изоморфные отношения между бором и алюминием хорошо иллюстрируются минералами, которые относятся соответственно к солям алюмокремниевых и борокремниевых кислот:



Радикал [BO₄]⁵⁻ в каркасных боросиликатах и боратах соответствует, очевидно, радикалу [AlO₄]⁵⁻ в каркасных алюмосиликатах, а [BO₃OH]⁴⁻ — [SiO₄]⁴⁻.

В основе структуры широко распространенного турмалина лежат двухэтажные кольца, состоящие из тетраэдров Si, Al и B (Белова, Белов, 1949). Эмпирические обобщения многочисленных химических анализов этих боросиликатов показывают, что здесь имеются изоморфные замещения Si—Al_{IV} и особенно часто Al_{IV}—B_{IV} (Сердюченко и Глебов, 1960; Сливко, 1962); общая формула турмалинов:



Отметим, что исследования методом инфракрасной спектроскопии показывают, что в дюмортьерит, говлит и турмалин входят группы BO₃, а корнерупин, датолит, данбурит и аксинит наряду с тетраэдрами SiO₄ имеют группы BO₄ (Moenke, 1962), но все эти вопросы нуждаются еще в дальнейшем уточнении.

Ашарит $\text{Mg}(\text{OH})[\text{BO}_2]$, как считают некоторые ученые, имеет в своей основе бесконечную (пироксеноподобную) цепочку из треугольников BO_3 , каждый из которых с соседними имеет два общих кислорода, т. е. состав цепи $[\text{BO}_2]_{\infty}^{1-}$; однако недавние исследования Пэн Чжи-чжуна и др. (1963) привели их к выводу о наличии здесь (подобно радикалу в структуре суанита $\text{Mg}_2\text{B}_2\text{O}_5$) радикала из сдвоенных плоских треугольников BO_3 и $\text{BO}_2(\text{OH})$, т. е. $[\text{B}_2\text{O}_4\text{OH}]^{3-}$, а формула этого моноклинного минерала будет $\text{Mg}_2(\text{OH})[\text{B}_2\text{O}_4\text{OH}]$.

Известны манганоашариты (суссекситы) и недавно описаны ферроашариты. Однако изоморфные замещения не ограничиваются Mg—Mn—Fe ; в последние годы открыт (Василькова, 1962) кальциевый аналог ашарита — сибирскит $\text{Ca}(\text{OH})[\text{BO}_2]$. Промежуточный состав между ашаритом и сибирскитом имеет, по-видимому, ровейн — $(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Zn}), \text{Ca}(\text{OH})_2[\text{BO}_2]_2$, который, однако, мало изучен. В парагенезисе с алюмолюдвигитами или при их гистерогенном разложении встречаются алюмоферроашариты (Сердюченко, 1956, 1965), в которых бор частично замещается алюминием, т. е. общая формула ашаритов: $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{OH})[\text{B}, \text{Al}]\text{O}_2$.

В условиях регрессивного метаморфизма и гидратации ашариты нередко замещаются бруситом (Geijer, 1939; Сердюченко, 1956, 1963, 1965), а алюмоферроашариты — гидроталькитом.

Процесс этот, очевидно, сопровождается вытеснением борокислородных комплексов гидроксильными, так как $\text{Mg}(\text{OH})[\text{BO}_2]$ в итоге замещается на $\text{Mg}(\text{OH})(\text{OH})$; $[\text{BO}_2]^{-1}$ формально соответствует $[\text{OH}]^{-1}$ или $(\text{BO}_2) + \text{O} = (\text{OH}) + (\text{OH})_2$, т. е. $(\text{BO}_3)^{-3} \rightarrow (\text{OH})_3^{-1}$. В развернутом виде метаборный радикал и представляет сочетания борокислородных и борокислородно-гидроксильных треугольников, и следует думать, что имеют место частичные замещения $(\text{BO}_3)^{-3}$ на $(\text{OH})_3^{-1}$, подобно $[\text{SiO}_4]^{-4}$, который в гидрогранатах может наполовину замещаться на $(\text{OH})_4^{-1}$. Кроме этого, в некоторых клиногумитах $[4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2]$, в их «бруситной» группировке, наоборот, гидроксильные частично замещаются борокислородными группами по типу $(\text{BO}_3)^{-3} \rightarrow (\text{OH})_3^{-1}$ (Сердюченко, Глебов, 1960). Таким образом, в боратах и силикатах имеет место $(\text{BO}_3)^{3-} \rightleftharpoons (\text{OH})_3^{-1}$.

У боратов и бороалюмосиликатов разнообразны изоморфные замещения и в катионах.

У аксаита $\text{MgO} \cdot 3 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$ имеется кальциевый аналог гоуэрит $\text{CaO} \cdot 3 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$.

В группе аксинита следует выделять два изоморфных ряда: $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}) \text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$ — с крайними членами ферроаксинитом и манганоаксинитом ($\text{Fe}^{2+} \text{—} \text{Mn}^{2+}$);

$(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{MnAl}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$ — с крайними членами манганоаксинитом и севергинитом (Барсанов, 1951; Сердюченко и Павлов, 1962); марганец изоморфно замещает здесь Са.

У борацита $\text{Mg}_3\text{O}[\text{B}_3\text{B}_4\text{O}_{12}\text{Cl}]$ имеются не только разные, в зависимости от температуры их образования, полиморфные модификации — низкотемпературная ромбическая (α) и высокотемпературная кубическая (β), но существует, по-видимому, мало еще изученный изоморфный ряд: магнезиоборацит (борацит) — ферроборацит (эрикаит) — манганоборацит (чемберсит), а общая формула имеет вид: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$.

Отметим, что в ромбической группе людвигита $\text{R}_{22}^{2+}\text{R}^{3+}\text{O}_2\text{BO}_3$ широко развиты изоморфные замещения, причем $\text{R}^{2+} = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}(\text{Sn}^{2+}?)$; $\text{R}^{3+} = \text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn}(\text{Sn}^{4+}?)$; в природе имеются как крайние, так и промежуточные члены изоморфных рядов: магнезиолюдвигиты (с железистостью 0—25%), людвигиты ($f = 25$ —75%) и ферролюдвигиты ($f = 75$ —100%); при значительном (3—10 вес.%) содержании Al_2O_3 , замещающем Fe_2O_3 , выделяются алюмолюдвигиты; разности с MnO и Mn_2O_3 взамен FeO и Fe_2O_3 относятся уже к пинакиолитам (Бровкин и др., 1963; Сердюченко и др., 1963; Leonard a. oth., 1962).

На основе особенностей структуры Теннисон (Tennison, 1963) предложил классификацию боратов и боросиликатов, где (подобно силикатам) он выделяет островные, цепочечные, слоевые и каркасные постройки.

В химическом отношении борнокислые соли (бораты) являются производными полиборных кислот, имеющих общую формулу $m\text{H}_3\text{BO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} = \text{H}_{3m-2n}\text{B}_m\text{O}_{3m-n}$. Главнейшие представители В боратов — соли тетраборной кислоты ($m = 4$; $n = 5$), например, бура; гексаборной ($m = 6$, $n = 7$), декаборной ($m = 10$; $n = 12$) и др.

Известны также гетерополикислоты бора, т. е. кислоты, содержащие, кроме атомов бора и кислорода, атомы других элементов в молекуле. Среди солей этих кислот особенно важны боросиликаты.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ БОРА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В земной коре бор, по А. Е. Ферсману, занимает 22-е место по атомному ($7 \cdot 10^{-3}\%$) и 27-е по весовому ($5 \cdot 10^{-3}\%$) кларку. Многие относительно распространенные элементы (Pb, Cd, Sb, Hg, As, Br, J и др.) по весу в земной коре имеются в меньшем количестве, чем бор; однако бор — чрезвычайно рассеянный элемент, и известно немного месторождений, где соединения бора находятся в промышленных концентрациях.

В природных условиях бор-катион неизвестен; он образует главным образом кислородные и фтористые комплексные соеди-

нения (анионы); по формам и размерам они имеют очень мало аналогов среди других (в частности, среди порообразующих) элементов, и поэтому изоморфные замещения для бора очень ограничены, и он при своей рассеянности в земной коре все-таки обособливается и образует много самостоятельных минералов.

В рассеянном виде бор довольно широко распространен в твердой и жидкой оболочках Земли, в метеоритах; в последнее время наличие бора определено в первичном космическом излучении. Он содержится также в золе растений и животных (табл. 2).

Содержание бора в глинистых осадках (и доломитах) по крайней мере в 10—15 раз выше, чем в среднем в земной коре и почти в 100 раз больше, чем в изверженных (кислых и основных)

Т а б л и ц а 2
Весовые кларки бора, %

Породы, воды, органика	По А. Е. Ферсману	По А. П. Виноградову	По В. М. Гольд-шмидту и К. Петерсу
Земная кора	0,001	0,0003	0,001
Глубинные породы	0,0001	—	0,0005—0,001
Нефелиновые сиениты	0,0003	—	—
Дуниты, перидотиты пироксе- ниты	—	0,0004	—
Базальты, габбро	0,0001	0,0005	0,0005
Граниты и гранодиориты	0,0003	0,0015	—
Диориты, андезиты	0,0012	0,0015	—
Пегматиты гранитные	0,1—0,01	—	—
Морская вода (по сухому остатку)	0,015	—	0,015
Соляные источники (по сухому остатку)	0,02—0,003	—	—
Нефтяные воды (по сухому осадку)	0,6—0,01	—	—
Воды грязевых вулканов (по сухому остатку)	4,0—0,06	—	—
Растения морские (по весу золы)	0,15	—	—
Животные морские	0,01—0,0001	—	—
Глинистые породы	0,015	0,01	0,1
Известняки	—	0,0005	0,001
Доломиты	—	—	0,1
Песчаники	—	0,0004	—
Морские железные руды	—	—	0,1—0,05

породах. Метеориты дали еще более низкие цифры, чем земные изверженные породы.

В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1932) обоснованно показали, что бор является талассофильным элементом, характерным элементом морских осадков. В илисто-глинистых морских и лагунных осадках древних геологических периодов он концентрировался из морской воды, которая содержала его в весьма повышенном количестве в результате, по-видимому, иного состава атмосферы и деятельности подводных и прибрежных вулканов. Эта точка зрения подтверждается дальнейшими исследованиями Ландергрена (Landergren, 1945), Сердюченко (1955, 1956, 1960), Хардера (Harder, 1959) и др. Масса изверженных пород земной коры содержит только $1/50$ часть бора, заключенного в Мировом океане, и $1/500$ или даже $1/1000$ часть бора, находящегося в толщах пород осадочного происхождения.

Данные Хейде и Тиле показывают, что среднее содержание бора (г/т) равно в изверженных породах 3, в глинистых породах 79, в известняках 10, в растворимых солях реликтовых озер 146, в морской соли 134.

В осадочных породах присутствует значительно больше бора, чем можно было ждать по среднему его содержанию в изверженных породах и в метеоритах, если считать, что бор накапливается в глинистых и других осадках исключительно в результате выветривания и разрушения изверженных пород. Н. В. Белов (1954) объясняет эту диспропорцию способностью бора выщелачиваться из массивных (не разрушенных) природных стекол (лав), что по его мнению, и определяет «преизбыточность» бора в морских осадках и сосредоточение главных его масс в водных бассейнах. Однако ограниченная площадная распространенность лав и особенно вулканических стекол на земной поверхности, их только частичная, а отнюдь не повсеместная зараженность бором, говорят о том, что нельзя «промыванием» стекловатых лав полностью объяснить всю проблему несоответствия между содержанием бора в изверженных породах и его концентрацией в морских осадках и водоемах. Вопрос о первоисточнике бора получит, по нашему мнению, более обоснованное решение, если принять, что на заре геологического развития Земли, независимо от способа ее образования как космического тела, при планетарной дифференциации земного вещества главная масса бора изначально была сконцентрирована не в горных породах и магмах Земли, а в ее атмосфере и гидросфере, в составе которых могли быть летучая при повышенных температурах борная кислота H_3BO_3 и хорошо известные сейчас в лабораториях бороводородные соединения, т. е. гидриды бора (бораны) B_2H_6 , B_4H_{10} (газообразные) и B_5H_9 , B_6H_{10} (жидкие) и др.

Водой бораны разлагаются с образованием борной кислоты и водорода, а при нагревании в запаянной трубке B_4H_{10} с NH_3 получается $B_3N_3H_6$ (борозол), называемый неорганическим бензолом (Некрасов, 1958). По некоторым химическим свойствам бороводороды близки к углеводородам.

По мере перехода земной поверхности к более низкотемпературным стадиям (ниже 100°) пары воды сконденсировались, газообразные и жидкие бораны и H_3BO_3 вошли в состав вод Мирового океана, а отсюда — в осадочные породы.

Эта точка зрения, с одной стороны, не противоречит космогонической теории Канга-Лапласа, а с другой — находит подтверждение в современной гипотезе образования земной коры, атмосферы и гидросферы А. П. Виноградова (1959, 1964). По мере перехода Земли от космической к геологической стадии развития происходило радиальное продвижение к поверхностным зонам относительно низкотемпературных выплавов и газообразных (летучих) соединений; около 4,5 млрд. лет тому назад первичная земная кора, вероятно близкая по составу к базальтам, была окружена атмосферой, в которой преобладали пары воды (около 90%), но в значительном количестве имелись и «кислые дымы»: HCl , HF , $B(OH)_3$, S , H_2S , углеродные CO и CH_4 и инертные Ar , He и другие газы (Виноградов, Ронов и др.).

Таким образом, накопление бора в морской воде и морских осадках произошло: I — большей частью из первичной атмосферы и гидросферы Земли; II — из летучих соединений бора при вулканической деятельности в течение ряда геологических периодов; во многих случаях это был, однако, вынос в газоводных продуктах бора, извлекаемого из вмещающих вулканический аппарат морских осадочных пород; III — из ультраосновного субстрата (верхней мантии) но роль этих глубинных (ювенильных) поступлений в кругообороте бора в земной коре не может быть значительной.

Как известно, в гранитах и диоритах содержание бора ничтожно ($\sim 0,001\%$), оно имеет тенденцию к увеличению вместе с ростом в составе пород роли плагиоклазов, которые, по-видимому (см. стр. 130), способны замещать небольшую часть своего Al на B . Однако нами уже отмечалось, что граниты являются не первоисточником, а переносчиком бора из вмещающих пород (Сердюченко, 1955—1963), да и сама природа гранитов (анхизвтектические выплавки) в осадочно-метаморфической зоне коры, в присутствии воды, в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Чирвинский, 1911, и многие другие) говорит о том, что не в гранитной магме, а во вмещающих ее породах (осадочного происхождения) заключается первоисточник бора.

Некоторые ультраосновные (и основные?) изверженные породы, часть из которых связывают с верхней мантией, по-види-

тому, способны были содержать в своих толщах первичный рассеянный бор и потом концентрировать его в контактных, гидротермальных и других постериорных продуктах и выделять в виде различных борных минералов (Mizutani, 1962; Lundegardt, 1946). Содержание турмалина у контактов ультрабазитов с известняками или глинистыми сланцами, где нет гранитов, В. Н. Лодочников объяснял «полярностью» составов, т. е. сбрасыванием ультраосновной магмой геохимически чуждых (?Д. С.) ей элементов.

Однако в генетическом отношении знаменательно, например, что относительная обогащенность бором ультрабазитов приурочена главным образом к их серпентинизированным участкам, т. е. связана с гидротермальным процессом, наложенным на первичную кристаллизацию; при этом наблюдаются тончайшие (эпитаксические) сростки антигорита и ашарита (Пэн Чжи-чжун, 1963), замещения ашарита серпентином, содержащим относительно крупные и мельчайшие реликты гидробората (Черненко, 1964); не исключается возможность вхождения бора в полости ашарита вместе с цеолитной водою (Барсуков и др., 1957); наконец, вполне возможно вхождение бора в кристаллическую решетку водных магнезиальных силикатов, как это показано и экспериментально подтверждено для серпентина (Варлаков и др., 1964) и установлено (на основании химических анализов) для клиногумита (Сердюченко и др., 1960).

Кроме того, следует отметить и развитие аксинито-кальцитовой минерализации в поздних гидротермальных жилах, возникших в последнюю стадию метасоматической амфиболизации пироксенитов на Первоуральском титано-магнетитовом месторождении. При этом бор (в числе других элементов) мог заимствоваться ультрабазитами из боковых осадочных пород.

Ирли (Earley, 1958) обогащение хлором (0,1—0,7% Cl) серпентинизированных докембрийских дунитов из Онтарио (в Канаде) рассматривает, как результат захвата необходимой для серпентинизации воды из боковых осадочных пород, насыщенных рассолами с большим содержанием хлора. При этом свежие перидотиты и пироксениты этого же района имеют только около 0,04% Cl, что близко к кларку хлора (0,02%) в изверженных породах. Добавим, что вместе с хлором из осадочных соленосных толщ ультрабазиты могли поглощать и бор, т. е. сохраняется возможность объяснять присутствие турмалинов в ультрабазитах ассимиляцией ими осадочного материала.

Следует также иметь в виду, что во многих случаях «вулканогенные или эффузивно-осадочные» концентрации бора, связанные с пневмато-гидротермальными выделениями вулканов, нередко приурочены не только к вулканогенным, но одновременно и к соленосным осадочным отложениям (штаты Невада и Калифорния в США, Султан-Чаирский район в Турции и др.),

они могли образоваться в результате переотложения и концентрации бора из осадочных морских отложений, вмещающих вулканические аппараты или переслаивающихся с вулканогенным материалом (см. стр. 166). Сильно повышенное содержание бора известно в современных вулканических термах, например, в Новой Зеландии, на Камчатке и в Курильской дуге (Набоко, 1959). Однако в Исландии, где нет морских осадочных толщ, бор в вулканических термах и гейзерах встречается в ничтожных количествах или отсутствует совершенно (Иванов, 1959).

Гольдшмидт и Петерс, изучая бокситы и каолины из континентальных кор выветривания, показали, что эти глинистые продукты значительно беднее бором, чем морские глинистые осадки; в последних B_2O_3 присутствует в количестве около 0,1%, что было установлено в средней пробе из 36 глинистых сланцев различного возраста.

Такие же результаты были получены при исследовании глинистых сланцев нижнеордовикского возраста, соленосных глин из соляных месторождений и красных глубоководных глин.

Распределение бора в трехкилометровой толще однообразных песчано-глинистых отложений Восточной Каринтии (Альпы), прослеженное на разных ступенях регионального метаморфизма (зеленосланцевой-амфиболитовой-эклогитовой) показало небольшое уменьшение его содержания при усилении метаморфизма пород; они в основном сохраняют то количество бора, которое было изначально в материнских осадках (Ernst, Lodemann, 1965).

Снижение борсодержания в некоторых северо-американских сланцах от девона (300 г/т) до протерозоя (65 г/т) более отчетливо, но далее (плоть до мела) оно сильно колеблется; кроме возраста и степени метаморфизма, большую роль играет принадлежность пород к пресноводным или морским (более бороносным) отложениям (Shaw, Burgu, 1966).

Ландергрэн (Landergren, 1945), применяя более точную и совершенную спектрохимическую методику, исследовал на территории Швеции обширную серию антропогенных осадков, горных пород и железных руд разного геологического возраста и показал, что:

содержание бора в осадках, образовавшихся в воде с относительно постоянной соленостью, возрастает по мере уменьшения зернистости пород, т. е. с повышением их глинистости, и следовательно, содержания в них алюминия;

концентрация бора в глинистых осадках одинакового состава и зернистости увеличивается с возрастанием солености бассейнов; например, при солености воды 35% содержание В равно 0,015%, при 18,6% — В 0,08%, а при 5,6% — В 0,0025%.

Исследуя на бор железные руды различного генезиса, В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1932) доказали, что морские осадочные железные руды (в частности, бобовые) значительно богаче бором (0,1—0,05% B_2O_3), чем магматические железные руды (0,0005% B_2O_3). Также значительно меньше бора содержится в железных рудах пресноводных бассейнов (0,001—0,0005% B_2O_3), чем в рудах и глауконитовых породах из морских отложений.

Первично-осадочная связь бора с железистыми морскими осадками обусловлена прежде всего сорбцией его в тонко-дисперсном лимонитовом материале¹, а также в глинистых и слюдистых примесях и в сопровождающих его глауконитовых скоплениях.

Местами, по-видимому в железистом осадке, бор фиксируется в виде эрикаита (железистого борацита).

Глауконитовые глины и пески отличаются особенно высокими содержаниями бора, которые колеблются обычно в пределах 300—2000 г/т (Palmquist, 1935; Harder, 1959); бор связан (сорбционно) в основном с KFe-силикатом. Повышенное количество бора (150—250 г/т) имеется в гётитовых железных рудах морского осадочного происхождения, причем в гидрогётитовых и шамозитовых (с каолинитовой структурой) или в тематитовых типах количество бора существенно снижается. Примесь глинистого материала обычно повышает, а примесь карбонатного — снижает общее содержание бора в рудах. В озерных гидрогётитовых рудах количество бора незначительно (до 10 г/т), в сидеритовых — несколько выше (от 20 до 50 г/т). С возрастанием метаморфизма и в связи с перекристаллизацией морских железных руд содержание бора в них в результате десорбции снижается. В глубокометаморфизованных и полностью перекристаллизованных железорудных минералах бора нет (Гелливар, Кирунавара, — Harder, 1959) или почти нет совсем (Южная Якутия — Сердюченко, Глебов, Павлов, 1963). Однако многие месторождения архейских и протерозойских метаморфизованных железных руд сопровождаются (в древних щитах Азии, Европы, Америки) собственными минералами бора (турмалином, людовигитом и др.). Марганцевые стяжения на дне океана содержат бора 110 г/т. В марганцевых рудах морского происхождения содержится гораздо больше B_2O_3 , чем в марганцевых рудах неморского происхождения.

¹ Интересны эксперименты, показывающие быстрый и энергичный ($\times 20$ и более) сорбционный захват гидроокисью железа бора из морской воды (Зубова, Резапова, 1964). Важны также новые данные В. Г. Пономарева (1964) об аутигенном турмалине в девонских железных рудах Алтая, где бор, по-видимому, сингенетичен осадочным гидроокислам железа.

Почти так же идет концентрация бора и в зоне морских марганцевых руд. При последующем диагенезе, литификации и метаморфизме происходит десорбция, вынос бора или формирование здесь же собственных борных минералов (людвигита, турмалина, аксинита и др., в зависимости от химических и термодинамических условий среды).

В регионально- и контактно-метаморфических магнетитах (и гаусманитах) количество бора (по данным Сердюченко, 1960, и Сухорукова, 1964) варьирует от 0,000п до 0,0п, чаще же соответствует 0,00п%. Ф. В. Сухоруков думает, что бор входит в решетку магнетита, замещая $(Al, Fe)_{IV}$; однако ничтожное его количество не создает в этом полной уверенности. Гематиты (где все железо находится в виде Fe_{IV}^{3+}) из тех же геологических условий бора обычно не содержат.

В гематитах (железных блесках контакт-пневматолитических месторождений Рио Тинто на о-ве Эльба, Везувий и др.) бора нет совсем. В некоторых девонских морских железных рудах ГДР и ФРГ содержится (Harder, 1959) бора от 45 до 225 г/т, в юрских — от 46 до 100 г/т, в меловых — от 25 до 50 г/т.

Подобное же уменьшение борсодержания от древних к более молодым геологическим отложениям наблюдается и для глинистых пород (от 0,1 до 0,003% B_2O_3). Наиболее богаты бором древние метаморфизованные глинистые, глинисто-железистые и глинисто-углистые породы: к этому ряду относятся, очевидно, многие турмалиновые (и корнерупиновые), слюдистые и углисто-слюдистые парасланцы главным образом докембрийского возраста.

Главные носители бора в глинах — сорбирующие бор гидрослюда, монтмориллонитовые минералы и отчасти каолинит. Однако связанный с глинами бор частично входит и в решетку гидрослюд, замещая в их тетраэдрах Al_{IV} (ср. эксперименты по синтезу «борных слюд» — флогопита и мусковита (Eugster and Wriht, 1960; Stubican and Roy, 1962)).

Недавние эксперименты (Fleet, 1965) показали, что даже при комнатной температуре среди глинистых минералов лучшим сорбентом бора является иллит, в котором бор в дальнейшем фиксируется, очевидно, в кремнекислородных тетраэдрах.

В связи с гидрослюдами в соленосных глинах (при процессах выпаривания больших масс морской воды в реликтовых бассейнах) содержание бора достигает 2000 г/т, но в нормальных морских глинах — только нескольких сотен граммов на тонну, а в пресноводных озерных глинах — еще меньше.

Валькер (Walker, 1963) установил четкую зависимость между содержанием в (многокомпонентных) глинах калия (т. е. иллита) и количеством бора.

*Среднее содержание бора в глинах и глинистых сланцах
(Harder, 1959), г/т*

Альгонкские разные (среднее из 3 проб) . . .	65
Палеозойские германские (среднее из 44 проб)	94
Палеозойские японские (среднее из 14 проб) . . .	48
Мезозойские японские (среднее из 10 проб) . . .	50
Мезозойские германские (среднее из 17 проб) . . .	150
Молодые глубоководные осадки Атлантики . . .	190—130
Молодые глубоководные осадки Тихого океана	300

Возможное среднее содержание бора для глин и глинистых сланцев этот автор принимает за 100 г/т.

Почвы, образовавшиеся при выветривании гранитов или базальтов, значительно беднее бором, чем болотные илы и почвы, образовавшиеся от выветривания древних морских осадков.

В отложениях артемовской свиты нижнепермской лагуны (Бахмут, Донбасс) устанавливается по содержанию бора (%) следующий ряд горных пород: аргиллиты (0,014) → алевролиты (0,011) → карбонатные породы (0,0073) → песчаники (0,0062) → ангидриты (0,0017) → каменная соль (0,0008) → гипс (0,00025) (Карасик и др., 1964).

Количество бора в цементных мергелях Штейдница (ГДР) колеблется от 30 до 50 г/т, сильно снижаясь (за счет вымывания) в зоне выветривания; очевидно, бор связан главным образом с глинистым компонентом породы. Сорбция бора глинистым веществом известняков хорошо видна и на примере мергелей Аргавьена (Heide, Thiele, 1958), в которых содержание бора возрастает по мере снижения в породе углекислого кальция:

CaCO ₃ , % вес. . .	65	60	53	50	45
B, г/т	26	33	43	47	63

Известняки обычно бедны бором (в среднем имеют около 0,001% B₂O₃), более богаты им доломиты (до 0,1% B₂O₃). Литогенетическое значение борсодержания в глинах, однако, сильно ограничивается влиянием диагенеза и слабого метаморфизма, которые выводят большую часть бора из сорбированного состояния, переводят в растворы или создают условия для формирования улекситовых или других борных жилковатых или конкреционных минеральных выделений.

Рассеянный в плотном, обычно загрязненном глинисто-кремнистыми, а местами и железисто-титанистыми примесями доломите или доломитовом известняке бор, в результате эпигенетической и метаморфической дедоломитизации минерализуется с выделением (в зависимости от геологической и физико-химической обстановки) тонких вкраплений котоита, флюоборита, людовигита, варвикита, суанита и других боратов, одновременно с

кристаллизацией форстерита, клиногумита и других силикатов и алюмосиликатов.

Таковы флюоборит в метаморфизованных известняках Крест-мора в Калифорнии (Segnit, 1963), новый магнезиальный борат уайтменит из доломито-кальцитовой породы (оттуда же), где он ассоциирует с людвигитом и флюоборитом (Murdoch, 1962), варвикит с людвигитом в стратифицированных доломитовых мраморах Кореи (Маракушев и др., 1960) и т. д.

В золе морских водорослей содержится до целого процента элементарного бора, а в золе некоторых организмов бора имеется до 3—5% (Виноградов, 1935). С этим связано, очевидно, повышенное содержание бора (0,1% B_2O_3) в золе многих каменных и бурых углей, в углистых и битуминозных сланцах (Сердюченко, 1956).

В последних, особенно часто в метаморфизованных их разновидностях, происходит формирование аутигенного турмалина; слюдисто-графитовые сланцы с турмалином, силлиманитом, дюмортьеритом распространены главным образом в нижнем палеозое и докембрии (Сердюченко, 1956).

Хардер (Harder, 1959) приводит содержание бора (г/т):

Бурые угли	220—290
Каменные угли	30—93
Графиты (Пассау)	5—20

т. е. при усиливающемся метаморфизме в углях и особенно в графитах происходит сильное уменьшение содержания бора. Однако корреляционная связь между органическим углеродом и бором устанавливается только в отдельных случаях, а для большинства углистых пород (глин, сланцев, песчаников и др.) ее нет. Наблюдается даже у бора и С-органического обратная пропорциональная зависимость, что было отмечено еще Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1954). Для всех почти каменноугольных пластов Великобритании отсутствует корреляция между В и С (органическим). Только в пресноводных и солоноватоводных отложениях было установлено повышенное количество В (0,008—0,014%) (Eagar, 1962), которое коррелируется с органическим С. «Обратная зависимость между содержанием бора в глинистой части породы и содержанием органического углерода в породе» наблюдается для кембро-силурийских отложений Западной Сибири (Акульшина и др., 1965) и песчано-глинистых мезозойских толщ Лено-Оленекского района (Ивановская, 1965). Все это в значительной степени связано с тем, что бор в углях имеет различное происхождение: а) он входит в органическую массу угля, как составная часть углеобразующих растений и является таким образом одним из компонентов первичной золы; б) он сорбируется углистой массой из растворов в стадию раннего и позднего диагенеза, нередко — это главный способ обогащения углей

бором; в) он структурно или сорбционно связан с глинисто-слюдистыми минералами, которые образуют механическую примесь или вторичную золу (Стадников, 1932; Гуляева, 1942; Поделько, 1965; Vinikas, 1964).

Многими исследователями, таким образом, показана прямая зависимость между содержанием бора и слюдистого (иллитового) компонента в глинистой части пород (в том числе, углеродистых); это очевидно, с одной стороны, результат сорбции бора глинисто-слюдистым шламом и последующего закрепления его в структуре слюдистых минералов в морских условиях, а с другой — наследование бора, прочно входящего в тетраэдры обломочных слюдистых минералов, обогатившихся им при формировании своих материнских пород в течение предыдущих геологических циклов; важную роль в распределении бора и в его геохимической судьбе играли минеральный состав и степень дисперсности глинистых частиц в корах выветривания и в исходном осадке, соленость и химизм бассейнов осадконакопления, наличие и характер органики, характер диагенеза, степень последующего метаморфизма и др.

Изучение бора в мезозойских и третичных нефтях Дагестана показало, что содержание B_2O_3 в их золах колеблется от 0,004 до 0,3924%, не зависит от удельного веса, количества серы и асфальтово-смолистых компонентов, т. е. бороорганические соединения связаны, возможно, с маслами. Нефти из более древних толщ богаче бором, чем нефти из более молодых отложений (Гецеу, 1961). Содержание бора в золе нефтей чокрака и майкопа в 337 раз, а для меловых нефтей в 406 раз выше кларка. Оно в 400 раз больше, чем в изверженных породах, известняках и песчаниках, и только в 2—3 раза больше, чем в глинах.

Грязевые вулканы, которые связаны с месторождениями нефти и при извержении выбрасывают главным образом азот, углеводородные и другие газы, в своих водах содержат иод, бром и бор. В грязи вулканов имеются выделения сассолина и других растворимых в воде боратов, общее содержание B_2O_3 местами достигает 0,2—0,3%.

Месторождения этого типа широко известны, но они относительно бедны бором.

Нефтяные пластовые воды, выщелачивающие бор из битуминозного вещества, нередко имеют большой дебит, постоянный комплексный состав солей, что и позволяет рассматривать их как борные ресурсы с промышленной перспективой. Так, некоторые нефте- и газоносные районы содержат в воде до 0,1—0,6% B_2O_3 . Буровые воды из многих нефтяных скважин представляют собой поэтому источники борной кислоты, солей иода, брома. Некоторые артезианские бассейны содержат также огромные запасы борного сырья. Минеральные источники как соленые, так и пресные содержат элементарный бор от долей миллиграммов

до сотен миллиграммов на литр. Состав вод источников, проходящих через серию осадочных пород, идентичен сопочным и нефтяным водам и характерен для морских осадков (Яржемский, 1958).

Интересно содержание бора в водах морей, озер и рек (по А. В. Щербакову, 1961) (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Содержание бора в поверхностных водоемах

Водоем	Температура воды, °С	рН	Содержание В, мг/л
Тихий океан	15,6	8,4	4,7
Черное море	17,4	8,5	2,5
Азовское море	18,1	8,6	1,8
Каспийское море	29,0	8,6	3,3
Аральское море	17,4	8,7	1,6
Оз. Балхаш	17,1	8,7	4,1
Оз. Маныч	20,0	7,6	5,6
Онежское оз.	11,3	6,9	Следы
Р е к и:			
Эмба	21,0	8,9	2,1
Нева	11,6	6,1	Следы
Москва	14,8	7,6	0,07
Волга	—	8,9	0,06
Дон	19,0	8,8	0,02

При исследовании различных соленых озер Казахстана было установлено, что содержание бора в рапе не связано прямой и простой зависимостью с ее минерализацией; часто высокоминерализованные озера по содержанию бора не отличаются от озер слабо минерализованных. Большое значение имеет химический состав рассолов: наиболее богаты бором содовые водоемы (ср. озеро Сёрлз, США), наиболее бедны им хлор-кальциевые озера. Кроме того, при прочих равных условиях большое влияние на накопление в озерах бора оказывают окружающие богатые бором породы (Мун и др., 1964).

Присутствие в подземных водах свободной CO_2 способствует разложению вмещающих пород и обогащению вод гидрокарбонатами металлов, а в зоне борсодержащих осадков, нефтей или органогенных отложений — и бором. В Иране и Тибете известны подземные воды с 3 г/т углекислоты и 740 мг/л бора.

Бороносные (обычно подогретые) нефтяные и другие подземные воды, промывая богатые Са и Mg породы (например, из разложенных силикатов — плагиоклазов, темноцветных минера-

лов, карбонатов), дисперсно осаждают в них натриево-кальциевые и кальциево-магниевые бораты, выходя на поверхность уже с пониженным содержанием бора (Тагеева, 1934; Цейтлин, 1936; Ферсман, 1939).

Подземные воды играют большую роль и в перераспределении бора в осадочных толщах, где нет никаких признаков вулканической деятельности; например, в Бахмутской котловине Донбасса бор извлекается водами из своих первичных рассеянных соединений в галогенно-сульфатных пермских породах, где его незначительные выделения закономерно следуют стадиям минерализации отмирающего лагунного бассейна (карбонатной, сульфатной, хлоридной), а потом переотлагается водами в современной зоне выщелачивания в виде улексита, иньонита, пробертита, кернита, гидроборацита и других боратов (Зарицкий, 1963, 1964; Карасик и др., 1964).

О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди минералов бора наиболее важное значение имеют бораты, меньшее значение имеют боросиликаты и бороалюмосиликаты, а еще менее распространены борофториды, борохлориды, боросульфаты, борофосфаты и бороарсенаты.

В настоящее время известно около 120 минералов бора, из них боратов (и бериллоборатов) около 80, боросиликатов и алюмоборосиликатов около 40.

В соответствии со спецификой среды, в которой происходило образование боратов, они подразделяются на ряд генетических групп:

I. Бораты пегматитов; встречаются редко; к ним относятся: родицит, еремеевит, норденшельдит, гамбергит и др.

II. Бораты осадочно-метаморфических и контактно-гидротермальных (регенерированных) залежей, некоторые из которых широко распространены: (Fe—Mg)-людвигиты, пинакиолит, гулсит, варвикит, котоит и джимбоит, суанит, флюоборит, ашарит и алюмоферроашарит, суссексит, ровейт, канит и др.

III. Бораты из контактно-метасоматических и скарнированных зон: фроловит, кальциборит, сибирскит, коржинскит, котоит и джимбоит, норденшельдит и др.

IV. Бораты вулканических эксгаляций и излияний: сассолин, аммонийборит (лардереллит), джинорит, годефройт.

V. Месторождения боратов в осадочных породах по своим геолого-петрографическим особенностям и по вещественному составу можно разделить на три типа (по Яржемскому, 1958, с нашими дополнениями):

1) бораты в месторождениях калифорнийского типа: кернит, тинкалконит, бура, типлеит, пробертит, улексит, пандермит, коле-

манит, мейергофферит, иниоит, терчит, джинорит витчит, гидроборацит;

2) бораты из месторождений каменной соли и калийных соляных залежей стассфурского типа: борацит и его разновидности, люнебургит, пинноит, сульфоборит, фабианит, ашарит, калиборит, патерноит, гидроборацит, хильгардит, парахильгардит;

3) бораты смешанного типа, в свою очередь, подразделяются на две подгруппы:

а) бораты соленосной толщи: гидроборацит, калиборит, борацит, пинноит, преображенскит и хильгардит, реже встречается джинорит (и волковит), аксаит, карбоборит, ивановит;

б) бораты гипсовой шляпы: гидроборацит, ашарит, улексит, пробертит, иниоит, мейергофферит, колеманит, пандермит; более редкие — индерит, курнаковит, индерборит; здесь же встречается боросиликат — данбурит.

Наиболее распространенными боросиликатами являются: сирлезит, говлит, бакерит, гомилит, данбурит, датолит. Они встречаются во всех перечисленных выше генетических типах; практическое значение имеют главным образом два последних минерала — датолит и данбурит — в контактово-метаморфических (скарнированных) и контактно-гидротермальных (регенерированных) залежах.

Бороалюмосиликаты представлены главным образом дюмортьеритом, аксинитом, корнерупином, турмалином; в основном они относятся ко II типу и частично (турмалин) к I и II типам.

Таким образом, подавляющая часть минералов бора (более 80) находится в месторождениях бесспорно осадочного (или эффузивно-осадочного) происхождения. Большая часть минералов, относящихся к группе контактно-метаморфических и контактно-гидротермальных, заимствовали бор из древних борсодержащих осадков, подвергшихся впоследствии процессам метаморфизма, контактного метасоматоза и гидротермальной обработке, в ходе которых бор концентрировался, перемещался, а в иных случаях поглощался интрузиями.

На прилагаемых фото- и микрофотографиях (рис. 1—14) показаны наиболее характерные структуры и текстуры некоторых распространенных минералов бора, главным образом осадочного, вулканогенно-осадочного и метаморфического происхождения.

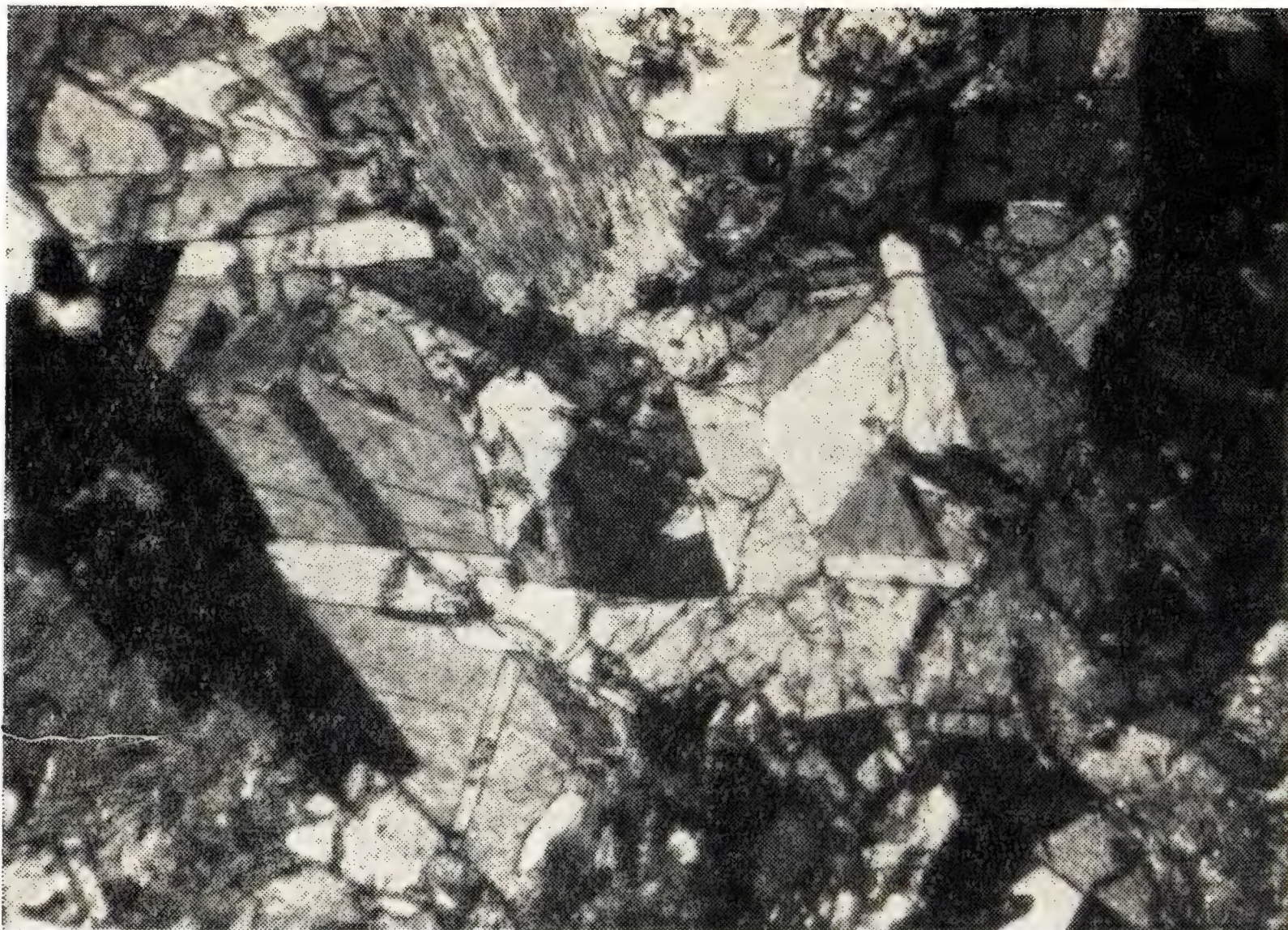


Рис. 1. Кристаллы аксинита в углисто-(графито)-известково-хлоритовом сланце. Забайкалье. С анализатором. Увел. 24 (из коллекции Д. П. Сердюченко и В. А. Павлова)

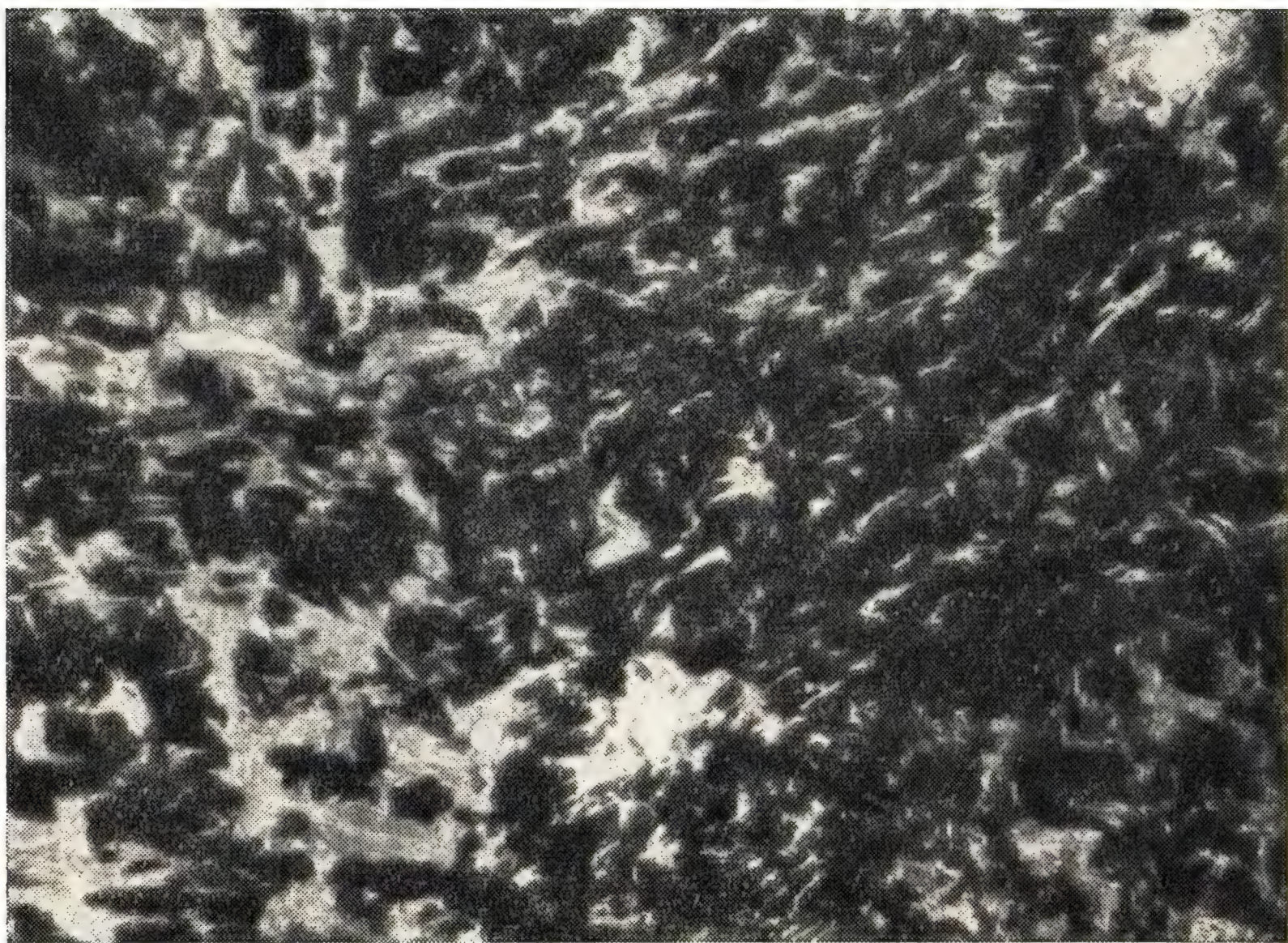


Рис. 2. Тонкозернистый агрегат ашарита и магнетита, образовавшихся в результате гистерогенного разложения людвигита, из архейских осадочно-метаморфических толщ. С анализатором, увел. 20

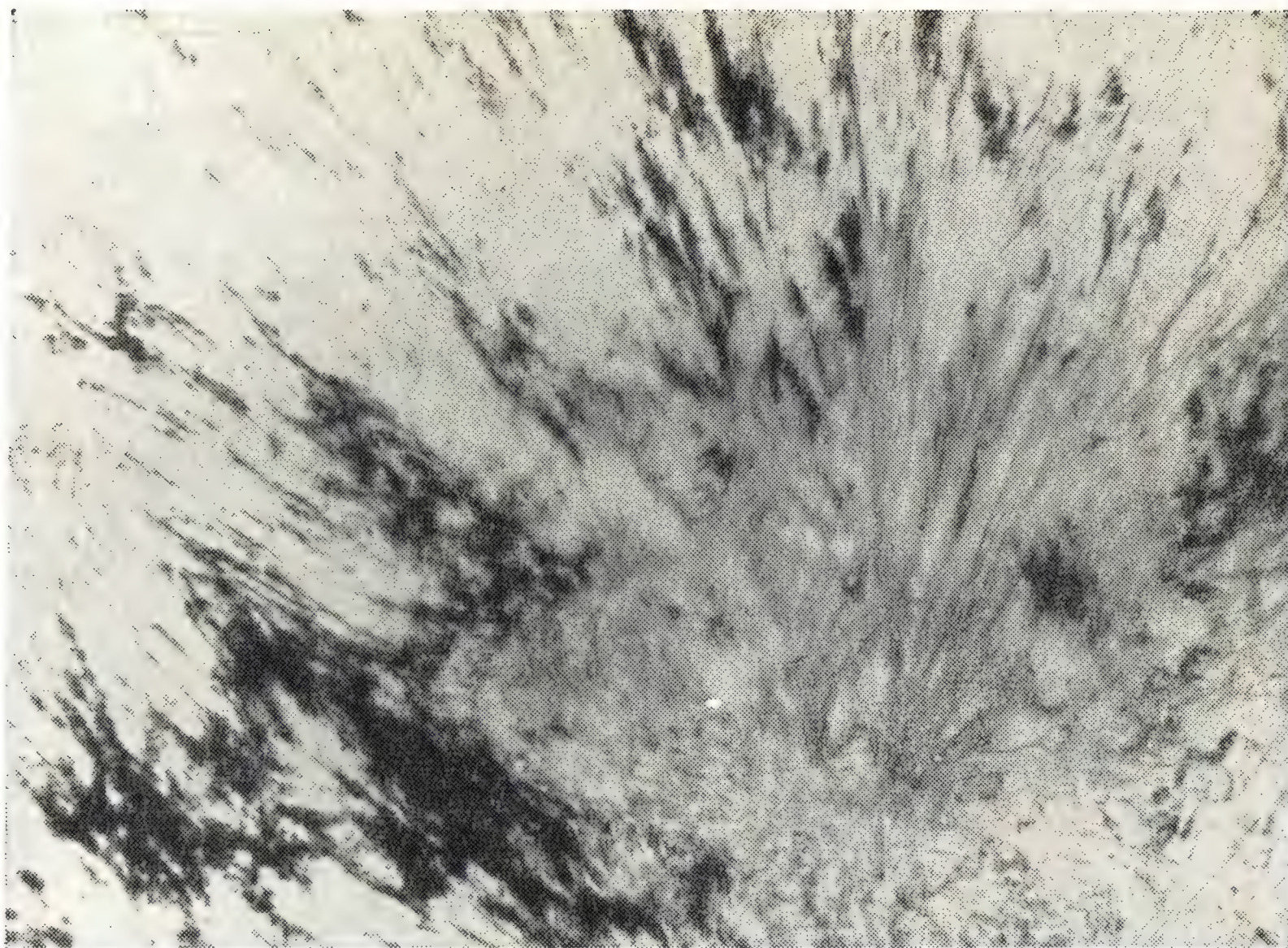


Рис. 3. Гидроборацит с радиально-лучистой структурой из одного солянокупольного месторождения. Увел. 24 (из коллекции Т. Ф. Бойко)



Рис. 4. Гидроборацит радиально-лучистый с улекситом. Натур. вел. (из коллекции Т. Ф. Бойко)

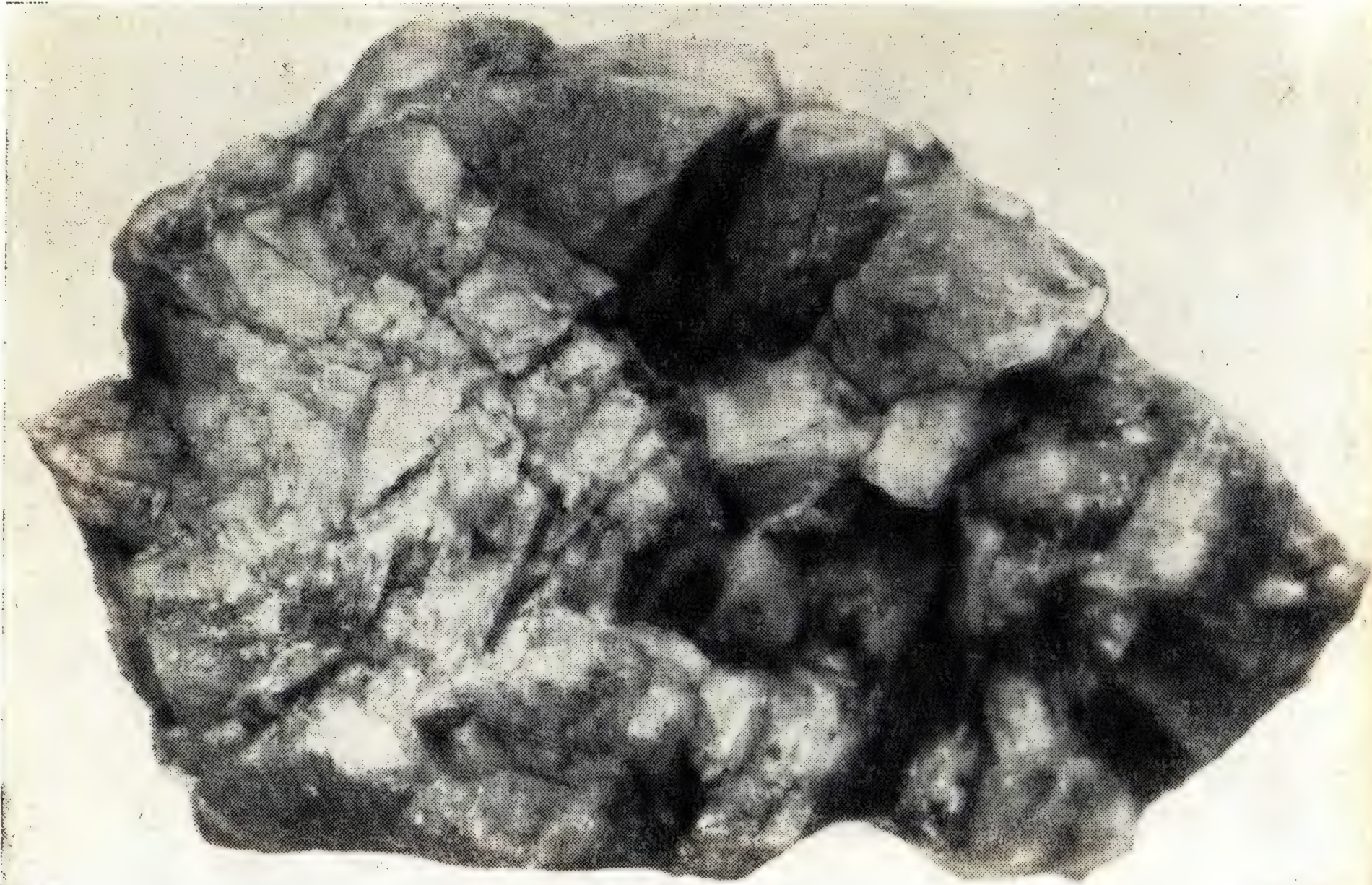


Рис. 5. Монокристаллы данбурита из датолито-данбурито-аксинитового месторождения. Натур. вел.

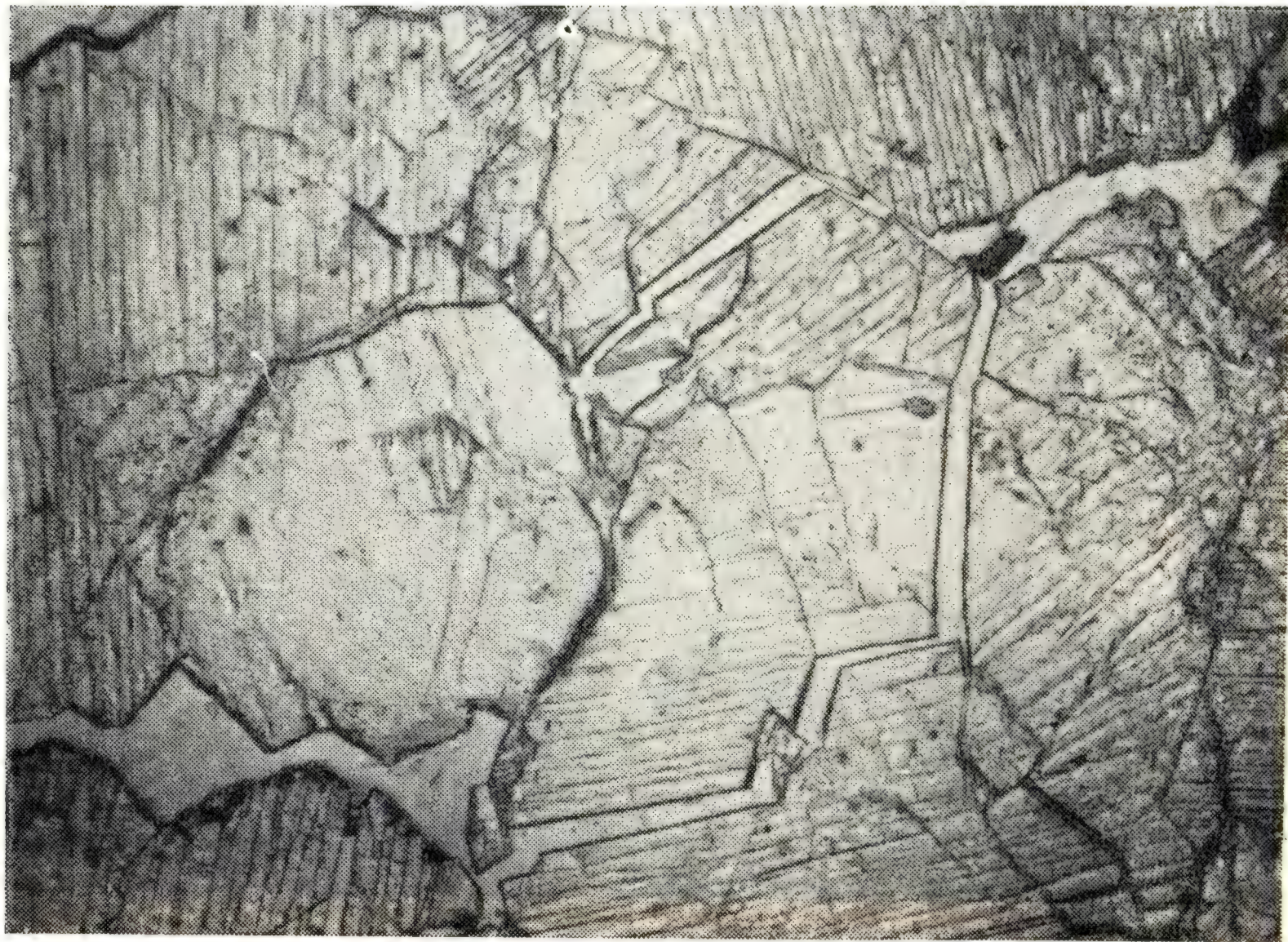


Рис. 6. Зерна инионита (пироксеноподобные) с хорошо выраженной спайностью по 001, увел. 24 (из коллекции Т. Ф. Бойко)

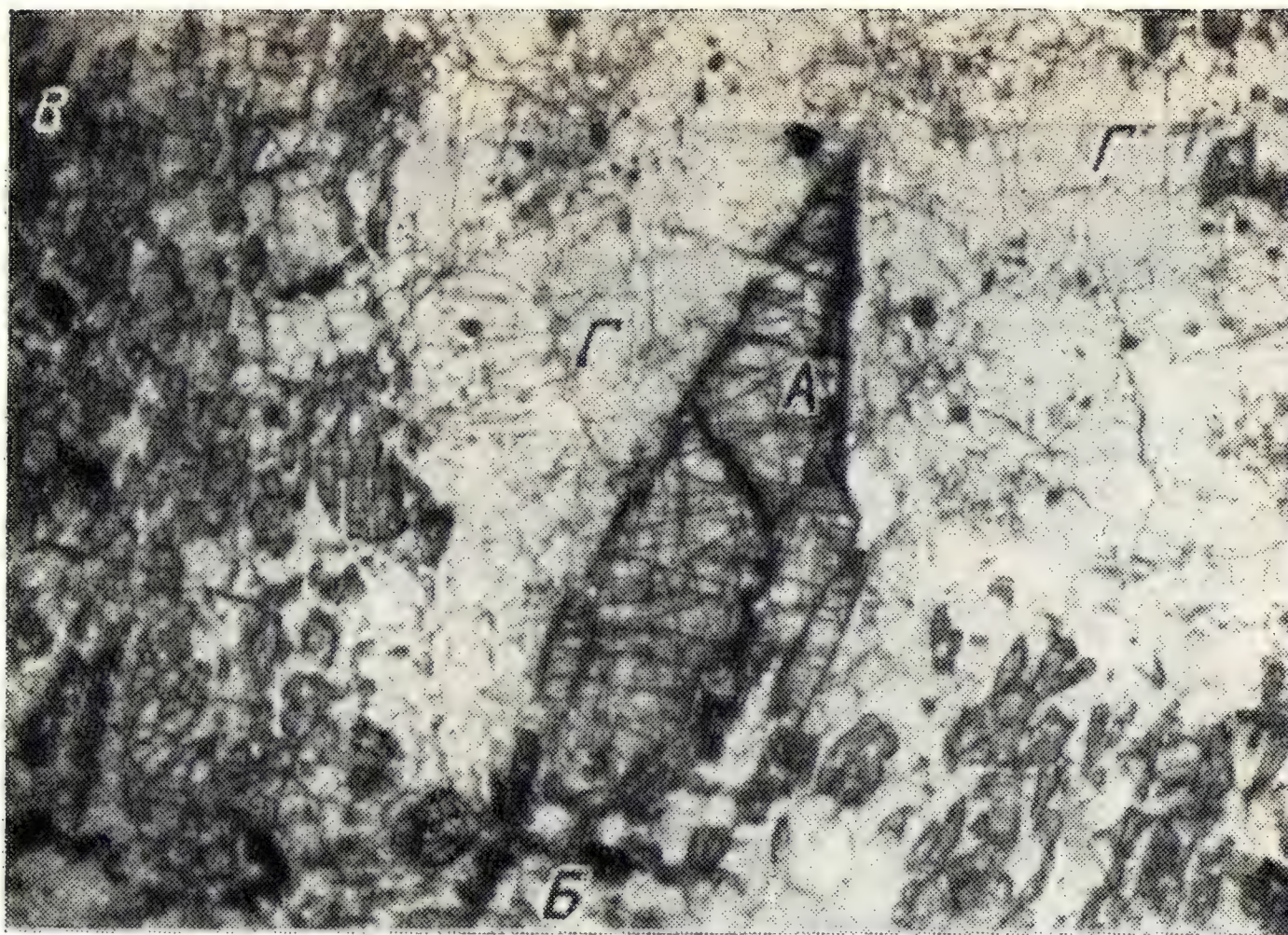


Рис. 7. Корнерупин (призматин) в корундо-сапфирино-слюдяно-микроклиновой породе. Увел. 10. (А — призматин; Б — сапфирин; В — слюда; Г — микроклин). Побужье (по Н. А. Курылевой, 1960)

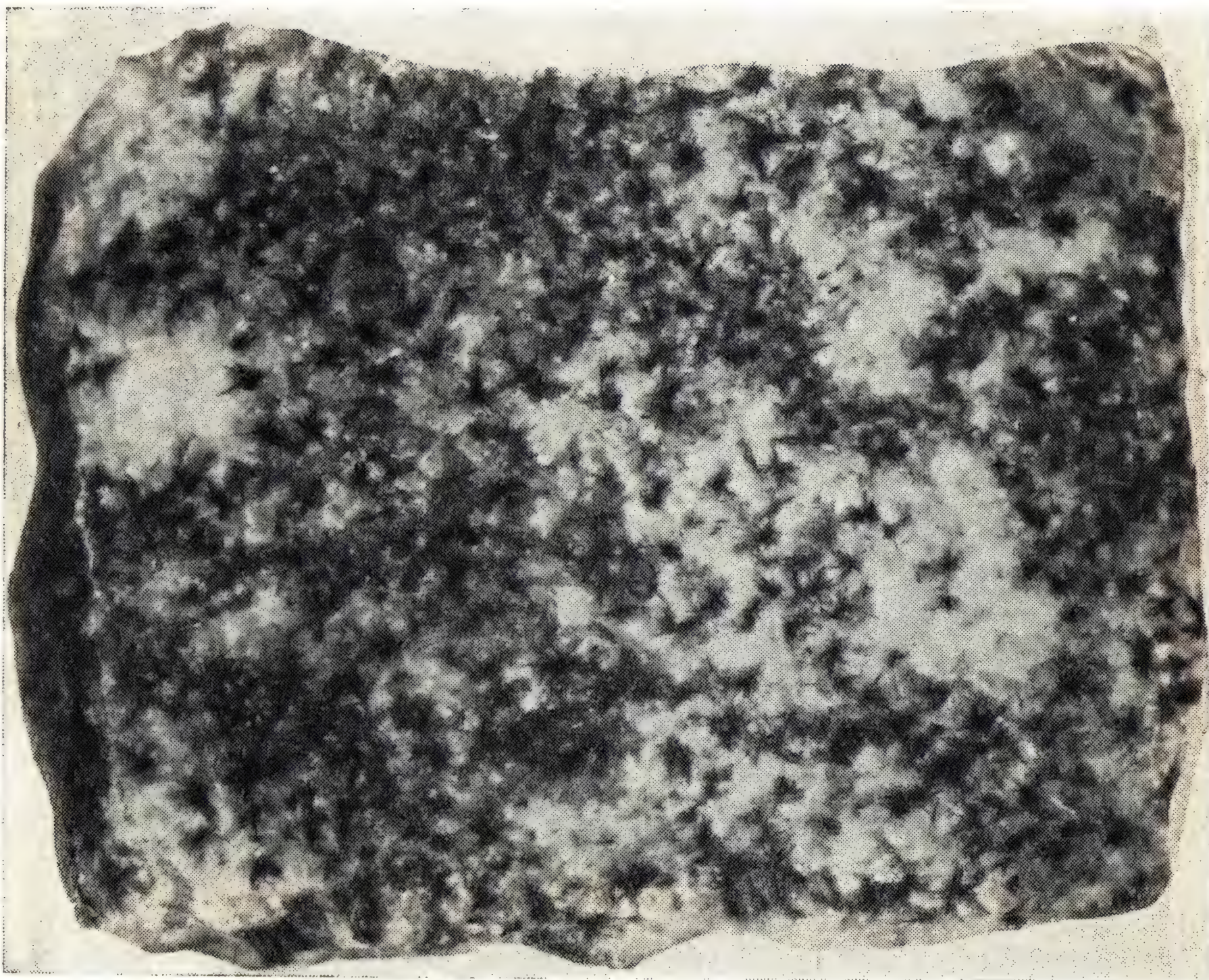


Рис. 8. Звездчатые (эпигенетические) агрегаты людвигита в доломитовой породе (из коллекции А. В. Глебова). Натур. вел.

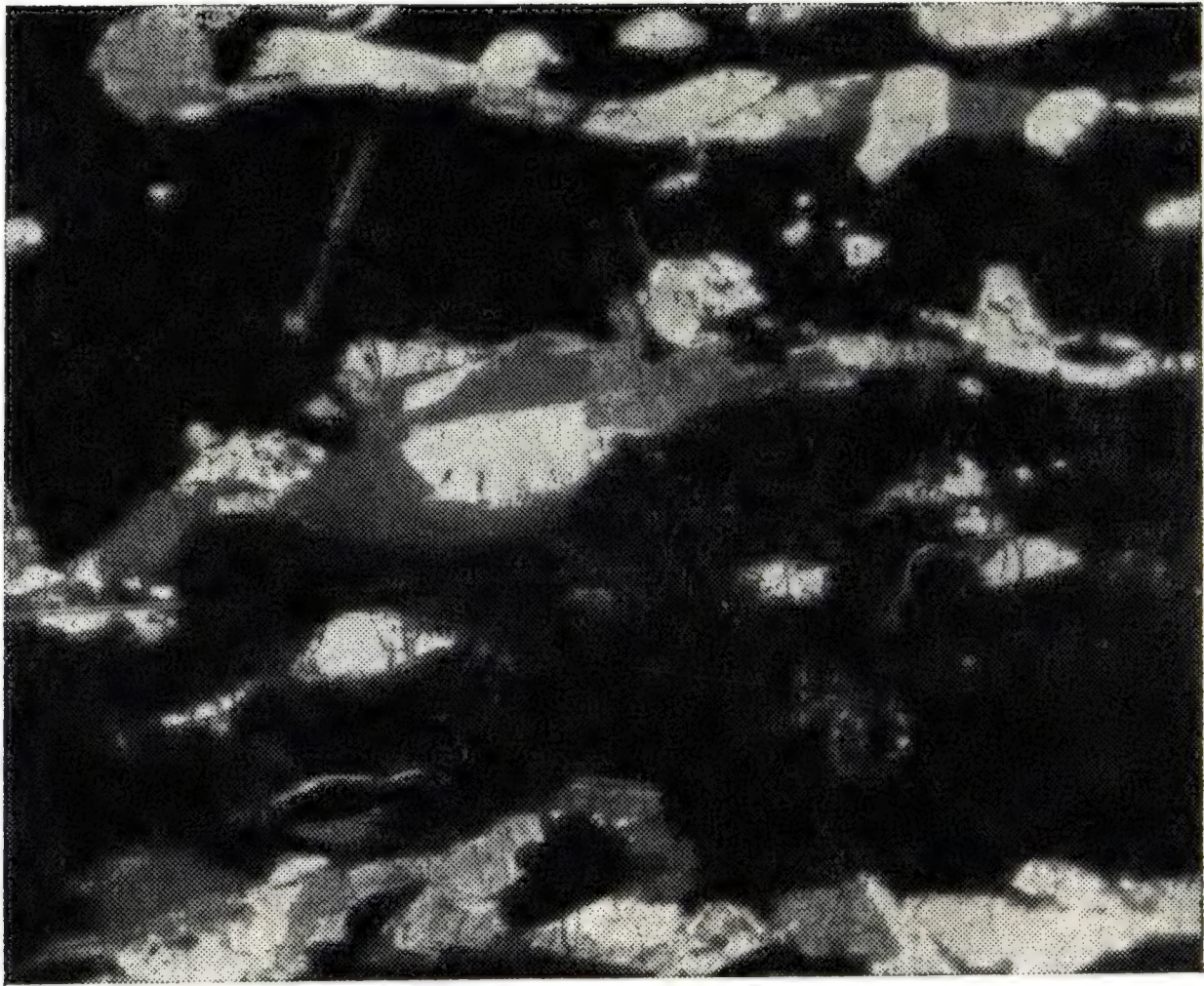


Рис. 9. Полосчатая людвигито-клиногумитовая архейская осадочно-метаморфическая руда. Увел. 20

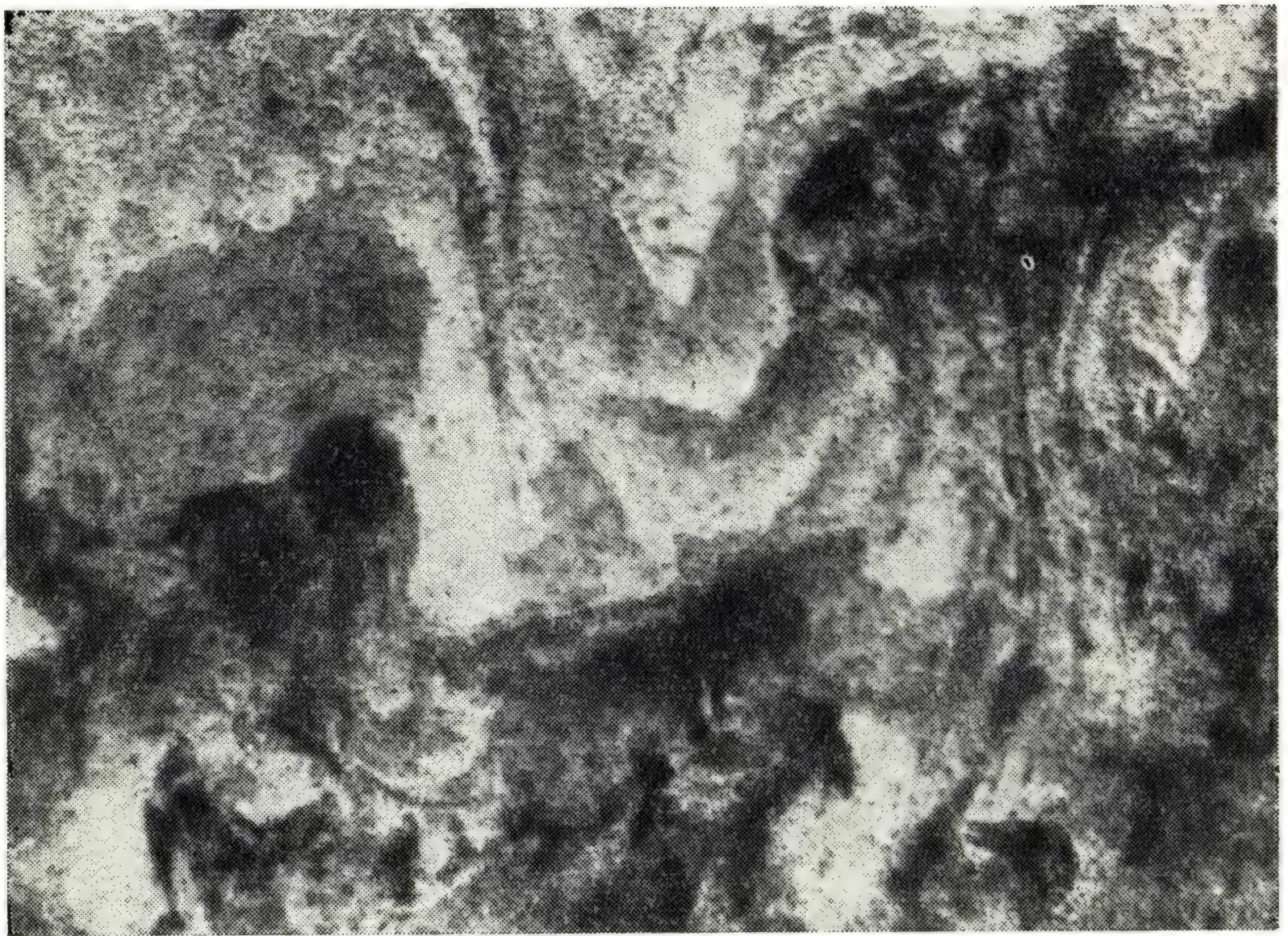


Рис. 10. Пандермит — плотный, мраморовидный; в шлифах — со сложной волнистой текстурой в результате метасоматических замещений и перекристаллизации. Увел. 32 (из коллекции Т. Ф. Бойко)

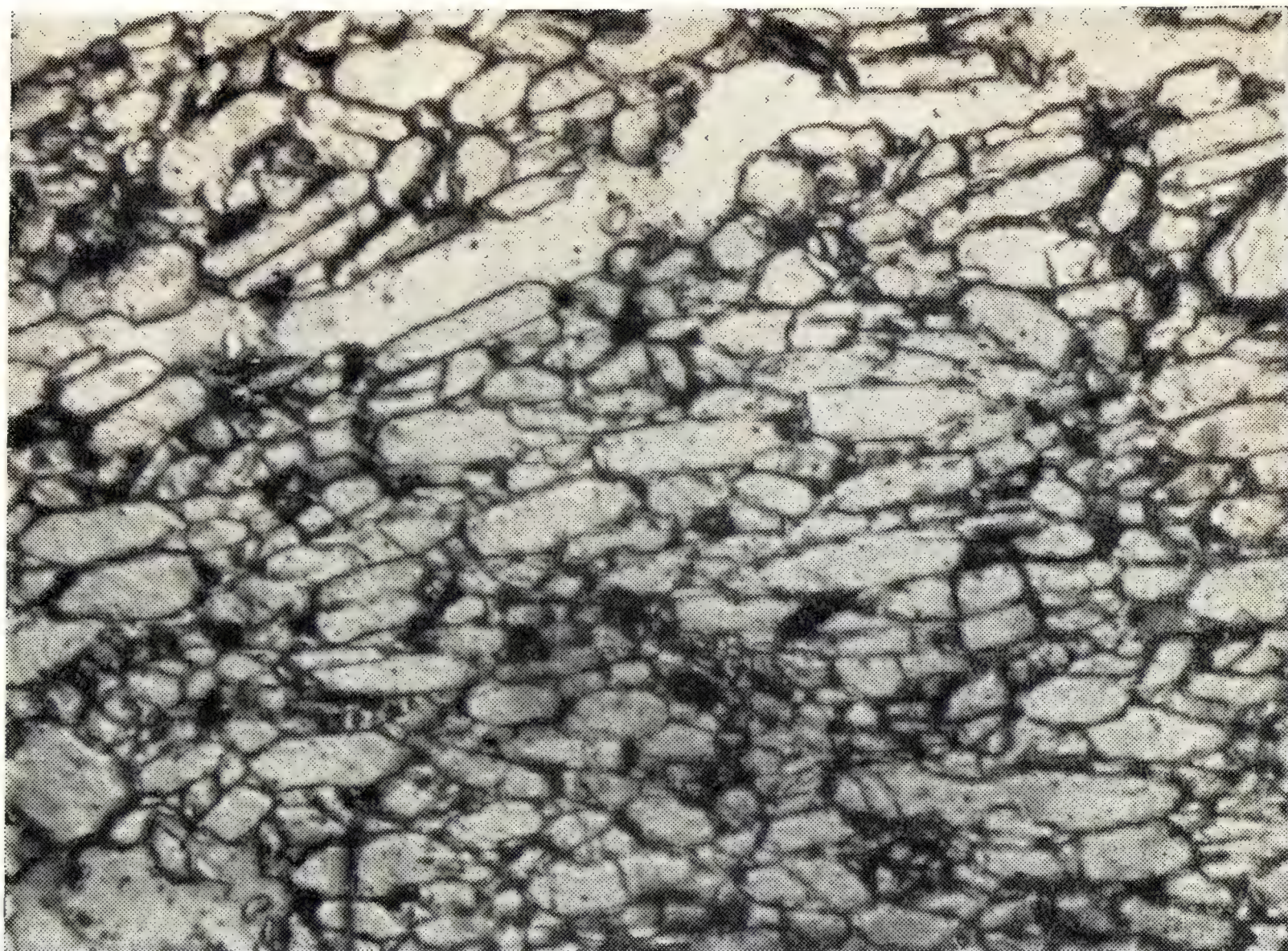


Рис. 11. Призматически-агрегатная структура преобразенскита из солянокупольного месторождения. Увел. 32 (из коллекции Т. Ф. Бойко)

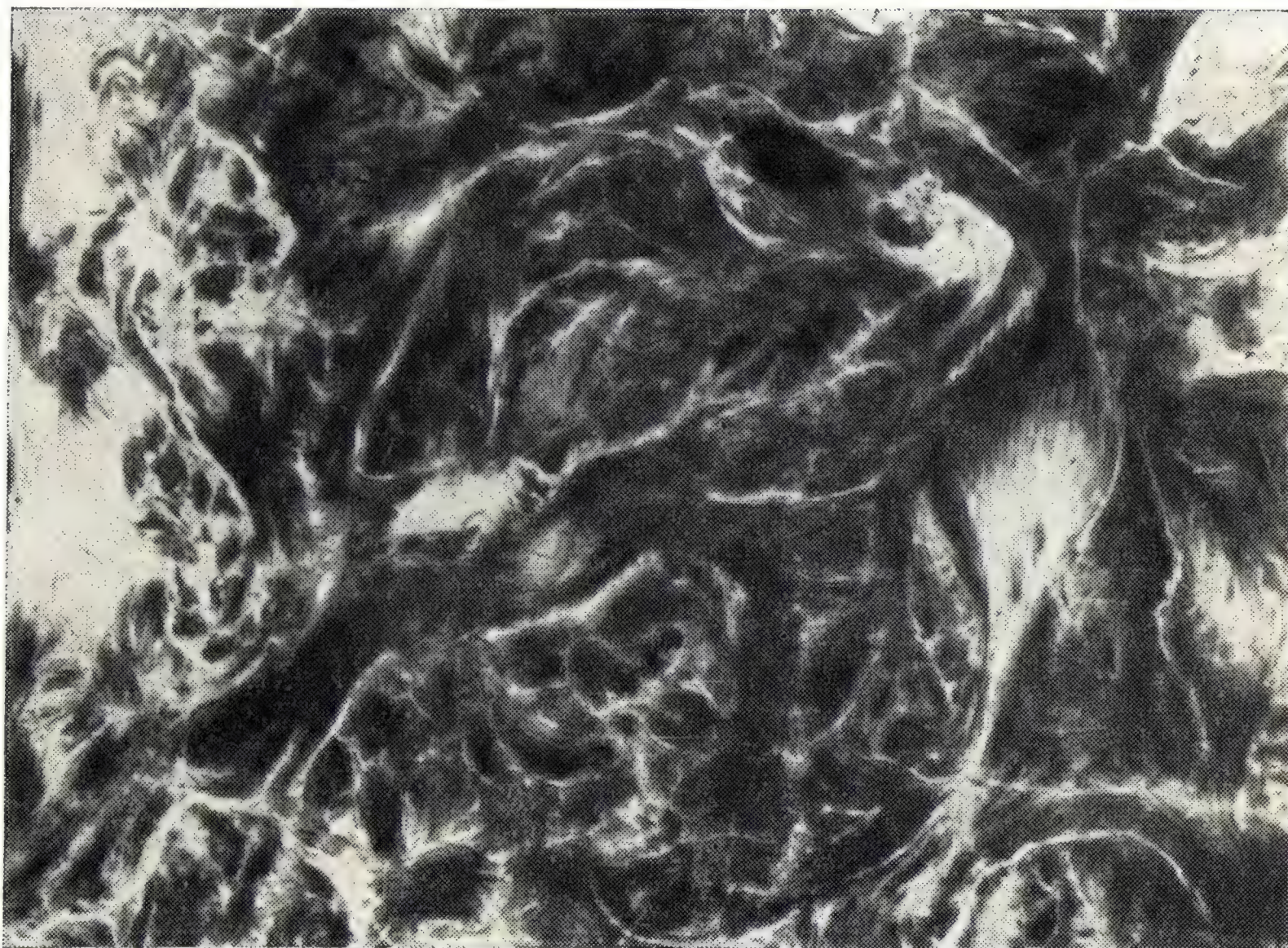


Рис. 12. Тончайшие волокна улексита, спутанные в «войлок» или образующие розетковидно расположенные лепестки. Увел. 32 (из коллекции Т. Ф. Бойко)



Рис. 13. Турмалиновый тонкополосчатый гнейс из Алданского архея. Натур. вел. (по Д. П. Сердюченко, 1959)

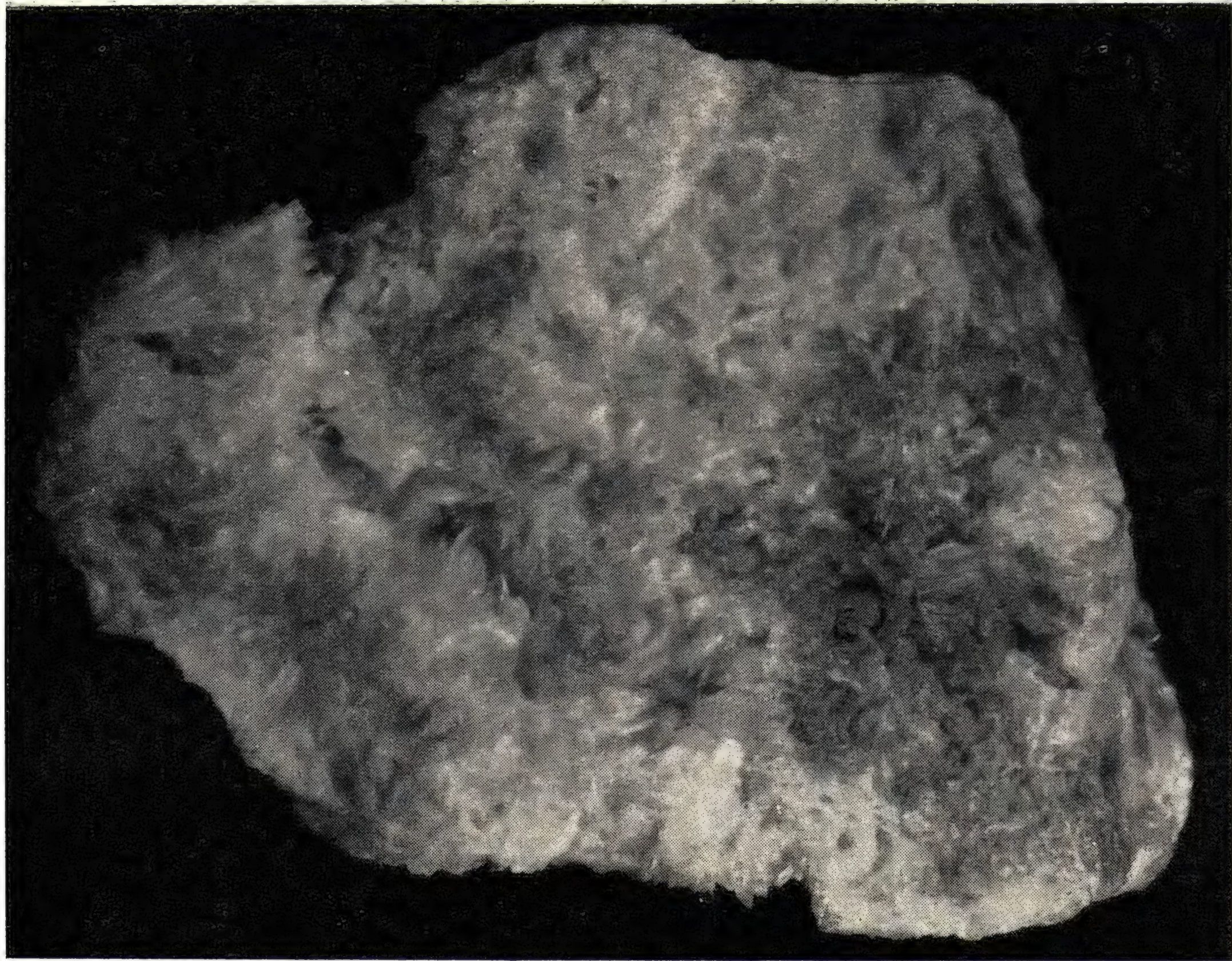


Рис. 14. Колеманит с улекситом. Месторождение Борон, Калифорния, США. Натур. вел. (из коллекции Т. Ф. Бойко)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Главные концентрации бора сосредоточены в морских водах, в илисто-глинистых и глинисто-мергелистых (морских и лагунных) осадках, в сульфатно-соленосных формациях и отложениях реликтовых соленых озер, в морских осадочных накоплениях железа (и марганца), в нефтяных и других минерализованных подземных водах, а также в метаморфических образованиях, соответствующих бороносным осадочным породам. В осадочно-метаморфических формациях или наследуется первичное распределение бора или он претерпевает различные местные перемещения в связи с десорбцией, минерализацией и перекристаллизацией, метасоматической и инфильтрационной миграцией под влиянием гидротерм.

На высоких ступенях метаморфизма и ультраметаморфизма нередко происходит анатектическое плавление борсодержащих пород осадочного происхождения вплоть до образования инъекционных гранитных формаций, в состав которых входят массивные (жильные, линзовидные, пластообразные) турмалиновые граниты, борные пегматиты и сопряженные с ними пневматогидротермальные выделения и контактно-метасоматические бороносные участки и зоны.

С другой стороны, гранитные, гранодиоритовые, сиенитовые и другие интрузии, внедряясь в зоны осадочных и осадочно-метаморфических пород с рассеянным или концентрированным боро-содержанием, вызывают: а) гидротермально-скарновую экзоконтактную концентрацию рассеянного во вмещающих породах бора; б) эндоконтактное и ассимиляционное обогащение самих интрузивных пород борными минералами за счет бора стенок или (встретившихся на пути интрузий) других осадочно-метаморфических тел; в) перемещение бора из одного (нижнего) структурного яруса в другой (верхний) структурный ярус.

Большое значение для формирования месторождений бора имеют эффузивные магматические процессы, которые отчасти выносят в зону земной коры ювенильный бор (из верхней мантии?), а главным образом являются фактором переноса (и последующей пневматогидротермальной концентрации) бора из морских осадочных толщ, вмещающих вулканические аппараты и расщелинчатых трещинами и глубинными разломами.

Все это показывает сложность геохимии бора и многостадийность формирования борных концентраций. С одной стороны, наблюдается связь бора с магматическими (интрузивными и эффузивными) породами, в частности с пегматитами, а с другой стороны очевидна широкая приуроченность бора к остаточным соленосным образованиям земной поверхности, а также к глинистым, железистым, углеродистым и другим осадочным толщам.

(и их метаморфическим производным). Вопрос о первоисточнике бора мы склонны решать в пользу первичной атмосферы и гидросферы Земли (см. выше).

Практическое значение имеют месторождения борных минералов трех генетических типов: 1) связанные с последними дериватами гранитных магм; 2) с эманациями и гидротермами вулканического происхождения; 3) осадочные бораты и осадочно-метаморфические месторождения борных минералов. Последние две генетические группы имеют главное, первостепенное значение как источник борного сырья.

Месторождения и концентрации бора в земной коре могут быть классифицированы следующим образом:

Осадочные

1. Бороносные сульфатно-соленосные древние формации с концентрированной борной минерализацией (галогенный тип).

2. Реликтовые бороносные соленые озера антропогенного периода (озерный тип).

3. Глинистые, железистые, углисто-битуминозные, доломитовые и другие осадочные толщи с борной минерализацией (сорбционно-рассеянный тип).

4. Обломочные накопления боратов и силикатов бора в прибрежных зонах.

5. Нефтяные и другие минеральные бороносные подземные воды и борсодержащие накопления грязевых вулканов.

Вулканогенно-осадочные

1. Борные месторождения в реликтовых морских бассейнах с обилием вулканических и глинистых пород.

2. Борные месторождения в озерно-болотных (антропогенных) водоемах, концентрирующие бор главным образом из термальных источников и из промываемых водами окружающих вулканических и осадочных пород.

Осадочно-метаморфические

1. Регионально-метаморфические боратовые или боросиликатные кристаллически-сланцевые формации с наследованием бора (без значительных его перемещений) из материнских осадочных пород.

2. Гидротермально-контактные месторождения, связанные с переносом рассеянного бора из осадочных или осадочно-метаморфических пород и концентрацией его, нередко в скарнированных зонах, в результате внедрения лакколитов, даек и других изверженных масс.

3. Регенерированные месторождения, связанные с переносом рассеянного или концентрированного бора из осадочно-метаморфических толщ одного структурного яруса и его переотложением в контактных зонах рвущих интрузий среди пород другого структурного яруса.

4. Ассимиляционные и палингенные борные месторождения, образовавшиеся в результате ассимиляции магмой или глубинного переплавления бороносных метаморфических пород осадочного происхождения.

Магматогенные

Концентрированные и рассеянные выделения ювенильных борсодержащих продуктов, главным образом из верхней мантии, через вулканическую деятельность и продвижение в зону коры магматических выплавов. Месторождения этого типа трудно диагностируются и их нелегко отличить от многих вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических.

Первая попытка классифицировать месторождения бора на генетической основе была предпринята И. М. Курманом и В. В. Мельницким (1955).

В ней выделены три группы месторождений: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные.

В первой группе находятся типы: грейзеновый, порфировых руд, кварцито-андалузитовый, скарновый и вулканогенный; среди экзогенных месторождений выделяются типы морских осадков, солянокупольных озер и озер вблизи вулканов, сопочных грязей, соляных и морских вод и гипсовых шляп.

Метаморфогенные месторождения этими авторами делятся на метаморфизованные (например, кернитовые залежи, образовавшиеся за счет буры) и метаморфические (например, турмалиновые сланцы). Кварцито-андалузитовый тип месторождений бора, рассматриваемый ими как метасоматический и связанный со вторичными кварцитами, отнюдь не охватывает осадочно-метаморфических турмалино-кварцитовых и дюмортьерито-кварцитовых месторождений, часто переходящих в графито-слюдяные или кордиерито-силлиманитовые кварциты — явно метаосадочного происхождения.

К скарновому типу ими относятся, в частности, людвигито-магнетитовые, датолито-данбурито-геденбергитовые и некоторые датолит-гранатовые образования. Однако во многих случаях пластообразные залежи людвигита или магнетито-людвигитовых руд приурочены к контакту метаморфизованных борсодержащих и загрязненных кремнисто-глинисто-железистыми примесями доломитов и кальцифиров или ассоциируют и многократно перепластываются с магнетито-силикатными (форстерит, пироксе-

ны, флогопит, серпентин) рудами, занимая при этом определенное стратиграфическое положение; в этих месторождениях бор (как и железо, а местами и редкие земли) связан с осадочным циклом накопления, часто — с десорбцией его из железистого и глинистого материала, с формированием при этом собственных борных минералов (людвигит, варвикит, турмалин и др.).

Возможно, что некоторые концентрации бора в осадочно-метаморфических толщах произошли в результате переработки обломочных (шлиховых) накоплений, например, в прибрежных зонах древних морей. Это прежде всего относится к турмалину, но и менее устойчивые боросиликаты (серендибит, который мы наблюдали в обломочных, алевролит-псаммитовых породах Удокана) способны выдерживать перенос (с Алданской плиты) на сотни километров. Некоторые верхнепермские породы северо-востока СССР в своих тяжелых фракциях содержат обломочный людвигит, количество которого достигает 14—25% (Булгакова, 1965).

Явления размыва и переотложения борных минералов наблюдаются и в Малой Азии (Султан-Чаир и др.), где разной величины гальки, относительно крупные окатанные куски пандермита и говлита, сопровождаемые гальками гипса, заключены в глинисто-мергелистой цементирующей массе; руды этого типа подстилаются пластообразной залежью пандермита, имеющей характер первичного (аутигенного) образования (Schlüter, 1928).

Я. Я. Яржемский (1958), помимо известных типов осадочных и вулканогенно-осадочных борных концентраций, указывает еще генетическую группу «контактно-метаморфических и контактно-метасоматических залежей», к которым он относит месторождения с пайгеитом, людвигитом, пинакиолитом, гулситом, варвикитом, котоитом, флюоборитом, ашаритом, суссекситом, а также с разными борными силикатами (турмалином и др.).

Геологи нередко, без достаточных оснований, отмечают «скарновый» характер магнетитовых, редкоземельных, людвигитовых и других борных месторождений, вкладывая при этом в понятие «скарн» не только его крупнозернистую структуру и минеральный равновесный состав, но и метасоматический привнос железа, редких земель и бора из магмы. Между тем (следует напомнить!) генетическая природа скарнов и скарноподобных образований в древних метаморфизованных осадочных комплексах может быть различной. Одни из них (собственно скарны в классическом смысле) действительно связаны с контактным воздействием гранитов на известняки и другие карбонатные породы и с привносом в них ряда элементов (Fe, F, B и др.), которые магма могла и поглотить ранее из боковых пород. Другие («скарноиды») являются результатом перекристаллизации и местных метасоматических перемещений материала осадочного происхождения (карбонатов кальция и магния, флюорита, разных

фосфатов, в том числе редкоземельных, борных и других магнезиально-кальциевых солей, местами сульфатов Са и Mg, растворимых солей калия и главным образом натрия, минералов железа, кремнисто-глинистых примесей и прослоек и т. д.) и притом без всякого привноса бора и других элементов из магмы. Эти осадочные продукты при повышении температуры, в условиях глубинного метаморфизма, способны дать разные минеральные новообразования — кальциево-магнезиальные и железистые силикаты и алюмосиликаты, метаморфогенные флогопиты, скаполиты и плагиоклазы, а также бораты и боросиликаты, в том числе фторсодержащие и др.

В эту группу пород войдут и «магнезиальные скарны», унаследовавшие в большинстве случаев свой магний и другие компоненты от материнских доломитов и сопровождающих их пород, подвергшихся метаморфизму, перекристаллизации и местным метасоматическим перемещениям элементов.

В зависимости от вещественного состава исходных осадочных пород и концентрации в них бора и других компонентов, от температуры и давления, в древних и относительно молодых стратифицированных осадочных толщах при их метаморфизации происходило формирование различных богатых бором осадочно-метаморфических фаций, геохимически (в смысле привноса бора и других элементов) не связанных с магмой.

Местами эти бороносные фации сменяют одна другую в разрезе древних осадочно-метаморфических слоев и переходят одна в другую по простиранию (турмалиновая — аксинитовая; аксинитовая — датолитовая; дюмортьеритовая — турмалиновая — людвигитовая и др.), т. е. образуют закономерные комплексы фаций или осадочно-метаморфические формации, включающие в свой состав стратифицированные бороносные и сопровождающие их железорудные, редкоземельные пласты и пачки, входящие в единую «продуктивную» толщу.

Некоторые авторы в качестве аргумента в пользу ювенильного (магматического) привноса бора, минералы которого имеются в экзо- и эндоконтактах магматических пород, указывают на полное отсутствие или ничтожное содержание бора в примыкающих к ним вмещающих осадочно-метаморфических толщах, но при этом забывают, что из боковых пород вследствие нагрева бор отгоняется (местами значительно) от изверженной породы, или собирательно концентрируется в минералах зоны скарнирования, или эндоконтактно поглощается магматическим расплавом и уносится сопровождающими его гидротермами... Эта отгонка отмечалась, в частности, Хардером (Harder, 1961) для глинистых сланцев в их приконтактных зонах с гранитами; это же наблюдается в условиях мигматизации и гранитизации пород, обогащенных боратами (например, людвигитом), когда происходит перемещение компонентов людвигита (на небольшие рас-

стояния) впереди фронта гранитизации, с образованием его новых генераций, накладывающихся (инфильтрационно или метасоматически) на первичные силикатно-людвигитовые или доломито-людвигитовые осадочно-метаморфические породы соседних участков (Сердюченко и др., 1963).

Полное или почти полное тождество структурно-текстурных особенностей и минеральных ассоциаций, образовавшихся при гидротермально-магматогенных и гидротермально-метаморфогенных процессах (явления конвергенции) послужило источником глубоких заблуждений при установлении генезиса многих железорудных, редкоземельных и бороносных пород или месторождений; поздние явления перекристаллизации и скарнирования (Fe—TR—B)-носных осадочных серий, когда развиваются новые парагенетические минеральные ассоциации и происходят вторичные гидротермальные перемещения рудного вещества, некоторые исследователи ошибочно принимают за первичные генетические признаки (см. Сердюченко и др., 1952, 1963).

Очевидно, что далеко не всегда возможно различить месторождения и концентрации бора магматогенно-ювенильные от регенерированных, или собственно осадочные от вулканогенно-осадочных. Однако бесспорно подавляющее превосходство седиментогенных концентраций и только вспомогательная (транспортирующая во многих случаях) роль вулканов, а генетическое значение первичной магмы в отношении бора в основном ограничено начальными геологическими этапами разложения и размыва верхней мантии и последующими ювенильными выносами через вулканы и интрузии в зоне океанических впадин и глубинных разломов.

Самым интересным и продуктивным генетическим типом следует считать накопление бора из остаточных рассолов отмирающих морей. «Накапливающийся в морской воде бор сохраняется очень долго в растворе и собирается вместе с солями калия и натрия в самых остаточных концентрированных рассолах, где частично выпадает в калиевой зоне при образовании более устойчивых, трудно растворимых решеток с ионами кальция и особенно магния» (Ферсман, 1939). Очень устойчивое отношение $B : Cl$, равное $2,39 \cdot 10^{-4}$ для современных морских вод (до 600 м глубины), для морей и озер бессточных областей имеет более высокое значение: в Каспийском море отношение $B : Cl = 6,6 \cdot 10^{-4}$ и в Аральском — $6 \cdot 10^{-4}$. Это, по-видимому, «указывает на питание этих морей водами из зараженных бором областей» (Виноградов, 1944).

Естественно, что вокруг подобных усыхающих водоемов, в толщах осадочных пород, питающих их солями, находятся и могут быть обнаружены различные по размерам и солевому составу месторождения каменной соли, калийных солей, борных минералов, фиксирующие различные условия и стадии общего процесса

образования эвапоритов. Нет сомнения, что сходные геолого-геоморфологические и геохимические условия существовали не только в антропогене, но и в третичное, юрское, пермское, девонское время и даже в докембрии (см. стр. 135).

Низкая растворимость соединений кальция и магния заметно ограничивает миграционную способность бора в условиях поверхности Земли. Наиболее подвижен бор в кислой и особенно в щелочной среде. Отсюда вытекает большая чувствительность бора к химическому составу природных вод и их типам.

М. Г. Валяшко (1953) определяющими факторами миграции бора в поверхностной и приповерхностной зоне считает следующие:

а) растворимость соединений, образованных бором и главными элементами (наиболее распространенными); б) распространенность ионов-осадителей; в) концентрация водородных ионов; г) окислительно-восстановительный потенциал; д) адсорбция на твердых частичках; е) живое вещество.

Хорошо растворимыми являются только бораты щелочных металлов. Кальций и магний образуют относительно малорастворимые соединения и поэтому могут рассматриваться как ионы-осадители для борат-ионов. Однако избыток хлоридов кальция и магния удерживает бор в растворе с образованием при этом комплексных соединений. Поэтому, несмотря на наличие в растворе значительного количества ионов магния и отчасти ионов кальция, в процессе сгущения морской воды наблюдается выделение бора в твердую фазу вплоть до эвтоники. Концентрация бора в эвтоническом растворе во много раз превышает концентрацию, равновесную для кристаллизации соответствующих боратов магния. В опытах из эвтонической рапы, содержащей около 1% B_2O_3 , выделение бората началось только через несколько лет стояния, причем содержание B_2O_3 в растворе упало до 0,45%.

При испарении морской воды, после выпадения карбонатов и сульфатов щелочных земель, последовательно в соленосной толще возникают: галитовая, сульфатная, сильвинитовая, карналитовая и бишофитовая зоны. С галогенными отложениями морских лагун и больших соленосных бассейнов местами парагенетически ассоциируют промышленные месторождения боратов, т. е. в процессе галогенеза образуются формации, составной частью которых иногда могут быть и борсодержащие породы. При осаждении бора в процессе седиментогенеза, в разных фациальных условиях и, следовательно, в разные стадии существования осолоняющегося бассейна выпадают разные первичные бораты.

Галогенный тип месторождений является богатым и перспективным (Иванов, 1960; Яржемский, 1958). Одно из таких месторождений приурочено, например, к галогенной и галогенно-пелитовой толще нижнепермского возраста. По своему геологическому строению оно представляет вершину соляного купола, выжа-

того с большой глубины на поверхность. Мощность соляной толщи свыше 2000 м. Условно в ней выделяются три зоны:

1) нижняя и самая мощная — галитовая зона, сложенная преимущественно галитом, и только в виде микровключений в ней присутствуют сильвин, полигалит, ангидрит и гидроборацит;

2) выше — сильвинито-полигалитовая зона, сложенная внизу красно-бурыми глинами с ангидритом, а вверху сильвинитом и полигалитом. В красно-бурых глинах широко распространен гидроборацит. В полигалитовых пластах повсеместно встречается калиборит, а при формировании ангидритов выделяется кургантит;

3) Карналлитовая зона расположена в верхней части соляной толщи; она сложена сильвинитом и карналлитом и содержит борацит в незначительном количестве.

Вершину соляного купола составляет гипсовая шляпа, образовавшаяся в результате растворения солей и накопления остаточных и вновь образовавшихся продуктов — глинистого и песчанистого (часто — алювиального) материала, карбонатов и боратов; они имеют гипергенный характер, неоднократно переотлагались и представлены ашаритом, улекситом, гидроборацитом и целым рядом других водных магниезально-кальциевых и кальциевых боратов.

В илистых глинах бороносных галогенных толщ содержание бора выше, чем в самой соляной залежи; глинистые фации в галогенных толщах являются главными коллекторами бора в лагунах и морских бассейнах аридных зон. Концентрация бора регулируется здесь процессами химической дифференциации при возрастающем осолонении лагун.

По данным Н. М. Страхова и др. (1946), в каменной соли из пермских (кунгурских) отложений в Башкирии бора практически нет, но в незначительных количествах ($0,06\%$ B_2O_3) он накапливается в ангидрит-доломитовых породах и в ангидритных доломитах; однако наибольшей концентрации бор достигает здесь, в соленосных глинах ($0,5—0,7\%$ B_2O_3), вследствие, по-видимому, сорбции из лагунных вод бора (и стронция) глинистыми (главным образом коллоидальными) частицами. Основным источником питания предуральской Кунгурской лагуны бором (также стронцием и бромом) было море Русской платформы; в лагуне раньше всего (при солености менее 15%) выпадали в осадок F (флюорит) и Sr (целестин), позже (при солености выше 15%) — соединения бора, а еще позже (при солености около 25%) — соединения брома.

В пелитоморфных участках мелкозернистой кизеритсодержащей каменной соли из кунгурских отложений в различных районах Казахстана вместе с ангидритом и преображенскитом встречаются бораты: борацит, джинорит, новый минерал аксаит $Mg[B_3O_3(OH)_4]_2 \cdot H_2O$; последний то тонкозернистый, то крупно-

кристаллический — в результате собирательной кристаллизации, расположен между зернами галита (Блазко и др., 1962; Clark, 1963).

В цехштейне Реден (ФРГ) под пестроцветным песчаником, на контакте его со слоем ангидрита обнаружен новый минерал фабианит $\text{CaB}_3\text{O}_5(\text{OH})$, сопровождаемый говлитом и ашаритом, в пустотах брекчии из каменной соли, ангидрита и глины, а также внутри выделений NaCl . Как бораты, так и соль — вторичные, инфильтрационные (Kühn и др., 1962) выщелоченные, очевидно, из соленосной толщи.

К этому же типу концентраций бора в соленосных отложениях Стассфуртских калийных месторождений относятся и раннедиагенетические конкреционные выделения стассфуртита, который в виде шаровидных или овальных стяжений (от 2 до 10 см в поперечнике) расположен в пределах 30 см зоны, подстилающей пласт обогащенной кизеритом каменной соли (Meier, 1963). В сильвинитовой зоне этих месторождений встречаются нодули радиально-лучистого ашарита до 1 см в диаметре (Mötzing, 1962).

Среди этих же соленосных отложений (вблизи Гёттингена) встречаются редкие участки, содержащие различные бораты и фосфаты. Этот боро-фосфорный парагенезис приурочен к краевым частям галит-сильвин-карналлитовых фаций и петрографически связан с резким снижением роли кизерита и уменьшением мощности каменной соли при одновременном сильном увеличении мощностей ангидритов и соленосных глин. В нижних (преимущественно галитовых) слоях имеется значительная примесь целестина, а залегающие выше калиевые соли в водонерастворимом остатке содержат: борацит, ашарит, стронциохильгардит $(\text{Ca}, \text{Sr})_2\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2\text{Cl}$, стронциоджинорит $(\text{Ca}, \text{Sr})_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, витчит $(\text{Sr}, \text{Ca})\text{B}_6\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, люнебургит (борофосфат) $\text{Mg}_3[\text{PO}_4 \cdot \text{B}(\text{OH})_3]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, вагнерит $\text{Mg}_2(\text{PO}_4)\text{F}$, изокит $\text{CaMg}(\text{PO}_4)\text{F}$, апатит (Braitsch, 1960).

Помимо концентрации в самих соленосных толщах, бор довольно часто в небольших или значительных количествах накапливается в первичных доломито-ангидритовых слоях галогенных формаций (Ишниязов, 1960; Седлецкий, 1965; Gottesmann, 1964).

В соленосных породах гаурдакской свиты верхне-юрской эвапоритовой формации Средней Азии мелкие вкрапления борных минералов заключены в плотных доломито-ангидритовых породах и в прослойках ангидрита среди пластовых залежей каменной соли (Ишниязов и Парпиев, 1963). Это, главным образом, тонкозернистый данбурит, отчасти — сульфоборит и котоит, почти всегда с примесью карбонатов и сульфатов Ca и Mg . Стяжения эти образовались, по-видимому, в условиях диа- и эпигенеза за счет тонкорассеянных первичных седиментационных боратов (типа улексита?).

Генетическая связь бора именно с осадочными (галогенными) формациями, содержащими неустойчивый в минерализованных водных растворах вулканогенный материал (источник кремнезема), подчеркивается и В. А. Черепановым (1965); описанные им данбуритовые и ассоциирующие с ними кварц-магнезитовые и тальковые конкреции в девонской надсолевой (доломит-ангидритовой) толще на побережье Хатангского залива образовались в условиях диагенеза среднепалеозойских осадочных пород, отличающихся относительно повышенной бороносностью.

Хорошо известные случаи скарнирования не только карбонатных, но и сульфатных пород, последовательно замещаемых пироксеном, гранатом и магнетитом, с параллельным развитием скаполитовых и альбитовых метасоматитов и пирита (Беляшов, 1963), показывают, что в ряде случаев и аксинито-данбурито-датолитовые скарны являются производными от бороносных карбонатно-сульфатных хемогенных толщ.

На многих участках Центральной Азии имеются современные лагунные водоемы с богатыми бором (до 8% B_2O_3) донными или поддонными иловыми рассолами или ископаемые (антропогенные) глинистые или мергелистые иловые толщи с несколькими обогащенными бором (до 15% B_2O_3) горизонтами — в зонах бессточных впадин и исчезнувших соленосных озер.

Лагунно-озерные концентрации бора образуются в стадию усыхания лагун и озер, отшнуровавшихся от морских бассейнов в аридных условиях. Вода постепенно упаривается, рассолы сгущаются, и на дне таких водоемов остается рапа, содержащая растворимые морские соли, в том числе борную кислоту или буру. Такие рассолы могут концентрироваться и в пористых породах поддонных толщ, обуславливая скопление погребенной рапы. Месторождения этого типа могут содержать большие запасы минерально-химического сырья, в том числе и борного.

Легко представить, что такие же отложения имелись и в древних (палеозойских и даже докембрийских) геологических формациях, а в результате метаморфизации они превратились в боросиликатные или боратовые осадочно-метаморфические породы, сопровождающие местами железные руды (с которыми у них была в осадочную стадию, в основном, сорбционная связь), местами скаполитовые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизации засоленных мергелистых пород или гидротермально-метаморфической переработки доломито-ангидритовых и галогенных бороносных свит, с перемещением при этом Cl , B , SO_4 , и др.

Особенно типичны мощные (до 500 м) озерные отложения Китая, в которых пресноводные осадки вверх по разрезу сменяются засоленными, особенно на глубине до 30 м от поверхности; именно здесь имеются соленосные пласты с боратами, прослоенными глинами, гумусовыми и песчано-глинистыми пачками,

но совсем без вулканогенного материала. На ряде озер установлено, что первичным седиментационным боратом чаще всего является улексит; его образование, в частности, происходит и за счет нефтяных вод с относительно низкой концентрацией бора, взаимодействующих с бикарбонатом кальция. Некоторые борные термальные источники, может быть, получают здесь бор из вмещающих пород и пластовых (нефтяных) вод. Улексит из озерных отложений под влиянием рапы, содержащей бикарбонаты кальция и магния, в условиях аридного климата, местами замещается карбоборитом, в других случаях — пробертитом. В парагенезисе с ними местами встречается индерит (Се Сянь-дэ и др., 1963, 1964).

Большой интерес в генетическом отношении представляют эоценовые осадки формации Грин Ривер в штатах Вайоминг, Колорадо и Юта (США). Это — тонкослоистые породы, и каждый слой состоит из чередования прослоек, богатых и бедных органикой; наиболее своеобразны и имеют широкое распространение битуминозные доломитовые сланцы, отложившиеся, по-видимому, из соленой воды в наиболее глубокой центральной части длительно существовавшего бессточного озера, в которое впадали многочисленные реки, приносившие много растворенного и взвешенного материала. При постепенном погружении всей этой территории здесь отложилась мощная (в несколько тысяч футов) толща озерных осадков.

В результате химического взаимодействия между донными озерными отложениями и сильно натриевой (содовой) рапой, в условиях низкой температуры и обычного атмосферного давления, образовались аутигенные редкие борные силикаты: ридмергнерит NaBSi_3O_8 (борный аналог альбита), лейкофенит $\text{CaBaNa}_3\text{BTi}_3\text{Si}_9\text{O}_{29}$, гаррельсит $(\text{Ba}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{B}_3\text{SiO}_6(\text{OH})_3$, сирлезит $\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (борный аналог анальцима).

Исследователи Грин Ривер подчеркивают отсутствие магматической деятельности в зоне озерного бассейна в течение всего его существования и последующего времени, а известные там тонкие (от нескольких дюймов до фута) прослойки с вулканическим пеплом очень тонкозернисты (т. е. принесены издалека), редки и маломощны, т. е. в стратиграфии всей 7000-футовой формации составляют незначительную деталь (Milton a. Eugster, 1959); они не могли быть источником бора, который, очевидно, распределен здесь изначально по всей мощной осадочной толще.

Дисперсная борная минерализация образуется, когда донные осадки (илистые, глинистые, углистые, битуминозные и железистые, а также глинисто-кремнистые и другие) сорбировали или сорбируют бор на дне морских (древних или современных) водоемов. Сюда относятся, например, борсодержащие глинистые сланцы Дортмунда, соленосные глины Вильгельмсгалла (ГДР) и майкопские глины на Кавказе. Гидроборацит, улексит, курган-

таит образуются в них в результате диагенеза сорбиравших бор глинистых и илесто-железистых осадков. Исследования выбросов грязевых вулканов показали (П. П. Авдусин, 1939), что на Апшеронском полуострове бор в незначительном количестве появляется везде, где в твердых продуктах грязевых извержений участвуют породы майкопской свиты. По данным того же автора, в ряде образцов глинистых пород майкопской свиты, взятых из коренных обнажений, также было установлено присутствие бора. А. А. Ализаде (1958) справедливо отмечает, что породы майкопской свиты по физико-географическим и геохимическим условиям своего формирования (в согласии с В. М. Гольдшмидтом, А. П. Виноградовым, Л. А. Гуляевой и др.) были весьма благоприятны для относительной концентрации бора (глинистый характер основной массы, богатство органическими остатками, наличие железистых-сидеритоносных прослоев и др.). Сходные черты имеют и некоторые меловые отложения, содержащие (в туроне, сеномане, альбе и апте) битуминозные глины, горючие сланцы, а также богатые органикой, сидерито-глинистыми конкрециями и оолито-железистыми пачками юрские толщи, глинисто-доломито-гипсоносные толщи верхней юры на Северном Кавказе...

Внедрение изверженных пород в подобную по составу толщу, очевидно, способно вызвать гидротермальный перенос и концентрацию рассеянного ранее в осадочных породах бора и его выделение в виде, например, датолита в зонах контактов изверженных пород с известняками, мергелистыми глинами и др.

Формирование датолитовой минерализации, по Н. Г. Родзянко, происходит в высокотемпературных условиях с помощью, главным образом гидротерм, отчасти — газовых выделений, проникавших вдоль контуров интрузивных тел по крутым подводящим каналам. При этом наиболее значительные концентрации бывают приурочены к тектонически нарушенным зонам и главным образом к наиболее карбонатным породам, претерпевшим при этом скарнирование (гранат, пектолит и др.).

Вулканогенно-осадочные месторождения бора образуются в связи с подводными и надводными извержениями вулканов, которые сопровождаются газообразными и гидротермальными борсодержащими выделениями. При излияниях происходит послойное чередование вулканических продуктов с морскими осадками или они смешиваются между собой. Вулканический пепел, отлагаясь на дне борсодержащих водоемов, при своем разложении часто переходит в монтмориллонитовые глины, которые создают очень благоприятные условия для сорбционного осаждения бора. В зависимости от фациальных условий, в которых происходит вулканогенно-осадочный процесс, седиментация и процессы рудообразования бывают весьма разнообразны. Основное влияние на них оказывают фумаролы и

гидротермы, а также солевой и газовый состав вод, наличие органики, их физико-химический режим (рН, Eh). При этом довольно отчетливо выделяются морской метасоматический (с многочисленными образованиями псевдоморфоз одних боратов по другим, карбонатов по боратам и т. д.) и озерно-болотный типы вулканогенно-осадочных борных месторождений.

Характерным представителем морского метасоматического типа являются месторождения пандермита и колеманита возле Султан-Чаир в Турции, залегающие в неогеновых глинистых и известняковых породах, в чашеобразных котловинах. Образовались они в условиях седиментации и, возможно, обменных реакций между термальными бороносными растворами, которые предположительно связывают с находящимися здесь андезитами, трахитами и туфами, контактирующими с осадочными породами. В связи с этим необходимо отметить, что в районе сел. Олты Карской области (Турция) имеется много бороносных источников, один из которых — Бура-Хана (содово-хлоридный со значительным содержанием борных соединений) в середине прошлого века эксплуатировался с целью получения буры (добывалось 300 пудов за три летних месяца). Источники выходят среди известковых туфов и травертинов, оставляя выцветы буры, соды и поваренной соли; они приурочены к тектонической трещине (северо-восточного простирания) в мощной толще переслаивающихся третичных глинистых, песчанистых, мергелистых и известняковых пород, дислоцированных и согласно перекрытых андезитовыми лавами. Скорее всего источник бора и других солей — твердые отложения солей и боратов, залегающие на глубине (Горбов, 1960).

Крупнейшее тинкал-кернитовое месторождение Крамер в штате Калифорния (США) также относится к этому типу и представляет особенно большой интерес как по условиям своего образования, так и потому, что в нем сосредоточено около 50% всех запасов бора в капиталистических странах. Расположено оно в равнине, окруженной возвышенностями, и подстилается третичными базальтами, на поверхности которых залегают, в пределах овала длиной более 8 км, озерные отложения: глинистые сланцы и сланцеватые глины с прослоями кремнистого сланца и известняка, а выше — синий тонколистоватый глинистый продуктивный (бороносный) сланец, который перекрывается уже небороносным зеленым слюдистым сланцем с большим содержанием аркозового и туфогенного материала. Почти во всех сланцах встречаются отдельные желваки и прослойки колеманита и улексита, а также прожилки улексита, говлита, пробертита. В центральной части котловины мощность озерных отложений сильно возрастает, и в синем сланце находится залежь буры и кернита. Мощность ее меняется от 60—70 (в центре) до 20—30 м (по краям), причем пласты массивных, почти чистых боратов разоб-

щаются прослоями синего сланца различной мощности. Этот же сланец покрывает боратовую залежь, сохранив ее от размывания. Здесь нет никаких признаков засоления или загипсованности пород; осадконакопление шло, по-видимому, в мелководных и пресноводных (или слабо осолонявшихся) бассейнах в условиях влажного климата, но под влиянием мощной (пульсирующей) фумарольной деятельности (Яржемский, 1958; Горбов, 1960). Источником бора, очевидно, были здесь вулканические процессы. При борном минералообразовании происходил метасоматоз, сорбция, перекристаллизация и инфильтрация по трещинам.

Метасоматические залежи бора могут отлагаться и в соленой и в пресной среде, на что указывает отсутствие слоев соли в некоторых месторождениях. Процессы вулканизма, чередуясь с процессами седиментации, при некоторых условиях усиливают минералообразование бора, особенно в периоды галогенеза в водоемах, попадающих в сферу действия вулканов.

В озерно-болотном типе вулканогенно-осадочных месторождений выделяются рапные озера, которые, как правило, пополняют свой минеральный состав главным образом за счет действующих термальных источников вулканического происхождения. Классическим примером таких месторождений является соленое озеро Аскотан в Чили. В течение большей части года оно высыхает, по его берегам образуются корка и выцветы боратов. На середине озера действует горячий источник, содержащий борную кислоту, но большая часть бора связана с растворами, промывающими кору выветривания окружающих озеро молодых вулканических пород. Другим примером этого типа месторождений является озеро Сёрлз в США, в рапе которого содержатся запасы бора свыше десятка миллионов тонн. Здесь концентрация бора не связана непосредственно с вулканической деятельностью, а является, вероятно, продуктом выветривания вулканогенных пород; область питания озера очень обширна и включает восточные склоны хребта Сиерра-Невада; в его истории периоды затопления (илы) чередовались с периодами усыхания (соли). При общей мощности озерных отложений 300 м, мощность верхнего пласта солей 23 м, нижнего 12 м; разделены они пластом ила в 30 м. Соли состоят из галита, троны, буры и других минералов; содержание в рассолах B_2O_3 колеблется от 1,4 до 2,0%. Озеро Сёрлз используется комплексно: из него добывают 13 различных продуктов (Орлова, 1961; Бойко, 1963), в том числе буру, соли калия и лития, вольфрам.

Болотные месторождения бора возникают в результате высыхания вулканогенно-осадочных борных озер. Особенно много их в Долине Смерти (в США) с ее жарким и сухим климатом. В третичное время здесь существовало озеро, подобное современному озеру Аскотан, но в настоящее время оно высохло и превратилось в заболоченную долину. На поверхности этих высох-

ших болот наблюдаются выделения буры, улексита, колеманита, инионита и других боратов. При полном почти отсутствии поверхностных вод в Долине Смерти имеется значительное количество холодных минеральных и термальных источников. В геологическом разрезе третичных отложений района преобладают глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, происшедшие от разрушения подстилающих палеозойских и докембрийских пород. Значительно развиты здесь и вулканические пеплы, туфы, брекчии и базальтовые лавы (преимущественно в низах свиты). Вверху встречаются прослои пресноводных известняков и местами — гипс. Залежь колеманита приурочена к толще зеленоватых или синеватых глинистых (илистых) сланцев, которые весьма часто содержат пропластки вулканического пепла. Колеманит и в меньшей степени улексит образуют отдельные желваки, неправильные линзы и гнезда, а также прослои, согласно залегающие во вмещающих сланцах. В боратах присутствует значительное количество глинистого материала. Мощность оруденелой толщи от 10 см до 18 м, бороносные породы прослеживаются на протяжении по крайней мере 40 км. Полагают, что данное месторождение — величайшее в мире. Мало отличаются от этого типа по своему генезису бороносные солончаки. Их следует рассматривать как древние озерно-аллювиальные месторождения, претерпевшие некоторые изменения в связи с переотложением солей и уплотнением осадков в условиях диагенеза.

В последнее время важное генетическое и практическое значение приобрели борные месторождения осадочно-метаморфического происхождения, среди которых выделяются гидротермально-контактные (в том числе, регенерированные) и регионально-метаморфические (нередко скарноподобные). Месторождения этой группы многочисленны и минералогически весьма разнообразны; запасы многих из них достигают сотен тысяч тонн B_2O_3 и доступны для открытых разработок и комплексного извлечения и использования борных минералов вместе с рудами и минералами железа, марганца, алюминия и др. Часто при этом бороносные метаморфические породы входят в состав типичных и отчетливо стратифицированных парасланцев и парагнейсов (слюдисто-графитовых, биотито-гранатокварцевых, силлиманито-кордиеритовых, известняково-доломитовых, магнетито-гематито-кварцитовых и др.), а борные минералы сингенетичны и связаны в них с ясно метаосадочными нерудными минералами (графитом, ставролитом, плагиоклазом, пироксеном, силлиманитом или андалузитом и др.). В зонах развития карбонатных пород и вообще в областях авто- и аллоскарнирования и деятельности метаморфогенных и магматогенных гидротерм бор вместе с другими реактивно- и миграционно-способными веществами (железо, марганец, фтор, фосфор, сера, щелочи, магний, кальций и др.) испытывает значительные, но местные метасо-

матические перемещения и закономерно входит в состав скарных минералов. Однако почти всегда удается найти при этом материнскую борсодержащую осадочную породу или формацию (Сердюченко, 1956, 1959, 1960₂), в ряде случаев даже в ультраметаморфически измененных древнеархейских толщах (Hjelmqvist S., 1938; Сердюченко, 1960).

Древние осадочные породы, содержащие В, F, Fe, TR-элементы, могут находиться в разных метаморфических фациях, и минеральный состав и структурно-текстурные особенности одного и того же пласта, пачки или свиты на отдельных участках отличаются иногда настолько сильно, что корреляция их удается только после «снятия» наложенных процессов метаморфического преобразования. В метаморфических толщах почти всегда значительно или сильно проявляются явления метасоматоза, а между минералами и минеральными ассоциациями возникают равновесные физико-химические отношения и закономерные парагенезисы минералов — в результате физико-химического упорядочения осадочного материала. Сами по себе эти закономерности никакого аргументирующего значения в пользу «контакт-метасоматического» (магматогенного) генезиса борного (магнетитового, пирито-пирротинового и др.) оруденения не имеют. Известно, что законы минералообразования сильно метаморфизованных пород очень близки таковым для пород изверженных; полное совпадение имеется в условиях палингенеза.

Метасоматические отношения борсодержащих пород и руд с карбонатными породами в метаморфических толщах могут наследоваться от осадочного цикла, где, например, поверхностная зона карбонатных пластов в условиях низкой температуры и атмосферного давления метасоматически замещалась борсодержащими глинами или бурыми железняками; реакционно-метасоматические отношения возникают в самой зоне метаморфизма между разными по составу (карбонатными и алюмосиликатными) осадочными породами — в условиях метаморфогенного нагрева поровых растворов и пластовых вод, обуславливающих деятельность псевдогидротерм; метасоматоз развивается и в связи с магматогенными гидротермами, вызывающими и усиливающими обменные реакции и перекристаллизацию в зоне осадочно-метаморфических толщ. Вот почему для борных и других метаморфогенных месторождений метасоматоз не свидетельствует в пользу привноса бора из магмы или из глубинных ультраметаморфических зон. В обоих случаях, несмотря на значительную летучесть бора, неизбежно были бы зафиксированы: тектонический контроль оруденения, крутые (радиальные) минерализованные пути и участки продвижения борных соединений.

Между тем в регионально-метаморфических месторождениях не обнаруживается путей идущей от гранитов (или других изверженных пород) борной минерализации, которая независима от

них и приурочена к определенным стратиграфическим горизонтам или формациям осадочно-метаморфических пород. Особенно седиментогенность бора убедительна при многократном переслаивании продуктивных и пустых пород и при наличии непродуктивных соседних горизонтов и комплексов аналогичного петрографического (например, карбонатного) состава, несмотря на наличие в них одних и тех же инъекций магматических пород. Нередко обогащенные бором парасланцы и гнейсы отделены от магматических пород лишенными бора пачками, слоистость которых перпендикулярна к возможному движению гидротермальных растворов и эманаций.

Однако местная частичная приуроченность борных минералов к трещинам и зонам дробления не является бесспорным указанием на их «контакт-метасоматическое» или гидротермальное (магматогенное) происхождение. В связи с пострудной тектоникой происходит вовлечение обломочного, растертого или перекристаллизованного рудного материала в зоны дробления и перемещения горных масс, а явно инфильтрационно-метасоматические рудные жилы в секущих трещинах или участки метасоматической магнетитизации или людвигитизации гнейсов и сланцев нередко бывают связаны с местным перемещением осадочного рудного вещества из пластовых его залежей под влиянием метаморфогенных или магматогенных факторов. Эпигенетичность боратов или боросиликатов по отношению к силикатным минералам в рудоносных слоях свидетельствует прежде всего о том, что бораты (как и многие другие рудные минералы — магнетит, сульфиды меди и железа, свинца и цинка) в условиях метаморфизма и мигматизации гораздо более подвижны и склонны к перекристаллизации, чем многие силикатные и алюмосиликатные минералы.

Как неоднократно отмечалось нами ранее, при миграции бора в земной коре и формировании борных месторождений в метаморфических породах и в скарнированных зонах изверженные породы в подавляющем большинстве случаев играли роль «переносчиков» осадочного бора.

Кроме того, довольно широко развито поглощение, ассимиляция «магмой» борного материала из вмещающих пород осадочного происхождения. Нередко граниты, особенно в краевых зонах, обогащаются турмалином при прорыве ими осадочных пород с рассеянным бором (сорбированным, входящим в чужие решетки, образующим свои акцессорные минералы) или, в частности, при сплавлении людвигитсодержащих боковых пород (Kporf, 1942) и т. д. Заимствование магмой летучих элементов, в том числе бора, из вмещающих толщ В. М. Гольдшмидт объединил под термином «антипневматолитиз».

При магматических внедрениях происходит (см. стр. 165) и образование вдоль контактов или вблизи них повышенных концентраций собирательно перекристаллизованного рудного (в том

числе борного) вещества, первоначально дисперсно рассеянного во вмещающей осадочной или осадочно-метаморфической толще. Таковы некоторые месторождения датолита и данбурита, сопровождаемые аксинитом, а также обогащенные зернистым аксинитом зальбанды и призальбандовые участки диабазовых жил, секущих доломиты и алевролитоглинистые рифейские пласты, содержащие микроскопические столбики турмалина (Бургеля, 1961; Соловьев, 1944) и т. д.

По-видимому, к этому же типу близки и диабазы из Ламбертвилла (Нью-Джерси), содержащие пегматитоподобные гнезда из крупно-зернистых первичных минералов (авгита, и лабрадора), которые от стенок к центру замещаются роговой обманкой и актинолитом, альбитом и кальцитом; в центральной части гнезд много (до 30%) аксинита с примесью датолита. В интерстициях выделились более поздние К-полевой шпат, кварц, микропегматит, апатит, сфен. Некоторые образцы из этого же участка состоят из пренита, турмалина, актинолита, эпидота и аксинита; местами турмалин замещается пренитом, сопровождаемым аксинитом, т. е. аксинит устойчив в щелочной среде, турмалин — наоборот, не устойчив.

Таким образом, здесь по мере кристаллизации диабазовых тел во внутренних участках жил происходила концентрация летучих компонентов: воды, хлора, углекислоты, фосфора, бора; шли метасоматические замещения и выделения новых минеральных фаз (Tomlinson, 1945).

Для пневмато-гидротермального «стягивания» рудного вещества из боковых пород к охлаждающему интрузивному телу существенное значение имеют: а) сначала отгон бора вмещающих пород от приконтактной наиболее нагретой зоны; б) пропитывание нагретыми парами боковых пород с рассеянной (в частности, борной) минерализацией и перевод бора в газодные растворы; в) общее охлаждение разных по составу и физическим свойствам вмещающих и интрузивных пород и развитие, особенно вдоль зальбандов магматического внедрения, открытых (с образованием вакуума) контракционных трещин; г) вследствие возникающего при этом перепада давления и температуры — движение летучих и растворенных веществ (в том числе бора) от более нагретой и глубже расположенной вмещающей интрузию толщи к трещиноватой, более охлажденной и выше расположенной зоне контакта. Таким образом, по мере охлаждения интрузий градиент давления будет способствовать движению растворов из боковых пород в сторону интрузии; при этом в зальбандах интрузий (и в них самих) будут накапливаться и отлагаться вещества (в том числе бор), попавшие в растворы в результате «промыывания» ими вмещающих осадочных и осадочно-метаморфических пород.

К такого типа образованиям близки регенерированные

борные, железорудные и другие месторождения. Они связаны с перемещением осадочного борного (и другого рудного) материала из одной пачки (комплекса) пород в другой или из одного структурного яруса в другой с помощью изверженных пород, секущих оба эти яруса. Такова, например, мелкая магнетитовая и людвигитовая минерализация в Сибири, в контактах кембрийских доломитов с верхнеюрскими сиенит-порфирами, которые переносят железо и бор из подстилающих архейских пород; к этому же типу относятся, очевидно, людвигито-сульфидные (с золотом, висмутом, медью и др.) минеральные комплексы в Корее (Хол-Гол), приуроченные к мезозойским гранодиоритам, которые прорывают бороносные протерозойские слоистые породы с котоитом (в доломитовых мраморах) и турмалином (в графито-серицитовых сланцах). Совершенно такой же генезис имеет и людвигитовая минерализация на магнетитовом месторождении Рид (США, штат Вашингтон) на контакте кембрийских известняков с мезозойскими гранитами. Первоисточником бора, по мнению Бёнетта (Bennett, 1962), были борсодержащие кембрийские и докембрийские глиноземистые и разные зеленые сланцы, кварциты и конгломераты, которые обнажаются вблизи месторождения и подстилают его на глубине. Эти породы были потом прорваны и палингенно ассимилированы поздними гранитами, которые вызвали, таким образом, перемещение и метасоматическую концентрацию бора.

А. П. Егоров (1961) для различных биотитовых и пироксено-амфиболовых парагнейсов и сланцев Южной Якутии показал, что, кроме метаморфогенного акцессорного турмалина, основная часть бора связана в них с плагиоклазом, иногда — с роговой обманкой и в меньшей мере — с пироксенами; среднее содержание бора в этих метаморфических породах ($5,6 \cdot 10^{-3}\%$ В), не подвергшихся гранитизации или слабо гранитизированных, примерно от 3 до 5 раз выше, чем в интенсивно гранитизированных разностях этих же пород и в самих гранитах (0,002% В и менее). Максимальное содержание бора в алданских парагнейсах и сланцах (0,008% В) в два раза выше кларкового для глин и сланцев, но оно почти точно совпадает с содержанием бора (0,01% В) в некоторых архейских гнейсах и сланцах южной части финской Лапландии (Sahama, 1945).

Даже при отсутствии магматических внедрений, в условиях интенсивных тектонических движений, при складкообразовании происходит (Ramdohr, 1953; Schneiderhöhn, 1953) сильное повышение температуры (до 200—400° С); за счет подогрева поровых растворов, трещинных и пластовых вод развивается активная деятельность метаморфогенных гидротерм, с помощью которых происходит «метаморфическая мобилизация» рассеянного или относительно сконцентрированного осадочного рудного вещества, перемещение его в зоны разломов, в замки складок и т. д.

Интересно поведение бора в зонах скарнирования вмещающих осадочных пород. Приуроченность к определенному стратиграфическому горизонту, отсутствие путей и проводников борной минерализации со стороны изверженных пород указывают на первично-осадочное происхождение бора в кремнисто-известковых (спонгиевых) органогенных илах из живецких отложений, которые потом (по данным Р. В. Гетлинга и Е. Н. Савиновой) были метаморфизованы и превращены в пироксено-андезино кварцевые роговики и «вторичные» скарны (автоскарны). В этой безглиноземной среде произошла кристаллизация датолита и образование его мономинеральных жилочек. Роговики образуют прослой среди серых известняков, а при повышенном содержании бора в губках (0,03—0,17% В) «можно полагать, что наличие бора в роговиках не связано с привнесом из магмы». В развитых по роговикам и серым известнякам (в контактах с диорит-порфиритами) андрадит-волластонитовых и волластонитовых скарнах развит более поздний датолит, который тонко сростается с этими минералами. Кроме того, бор входит (до 0,1% В) и в состав самого граната и замещающего его эпидота (0,002—0,006% В). На всех стадиях процесса скарнообразования отсутствуют собственные скарновые минералы бора, т. е. бор в скарновом процессе был вполне подвижным компонентом с низким химическим потенциалом, но при замещении роговиков гранатом, салитом или волластонитом большая часть бора переходила в раствор. С понижением температуры концентрация и активность бора в растворах возрастали, и в низкотемпературную стадию серицитизации и хлоритизации мог уже образоваться датолит — по известково-силикатным породам.

Таким образом, под влиянием метаморфических и тектоно-магматических воздействий происходило выделение рассеянного бора из роговиков (первоначально — глинисто-кремнисто-известняковых органогенных прослоев), концентрация его в растворах и метасоматическая фиксация в силикатных известняках, давших для образования датолита и аксинита кремний и кальций.

Вероятно, качественно сходные черты с описанным датолитообразованием имеют крупные концентрации борных минералов, гидротермально накладывающихся на более ранние скарны. При этом источником бора могли быть не только слабо обогащенные им глинисто-песчаниковые или карбонатные породы, но и подвергшиеся мобилизации (под влиянием гидротермально-метаморфической и тектоно-магматической деятельности) более древние осадочные или осадочно-метаморфические месторождения. Для этого типа характерны бороносные скарны, состоящие в основном из геденбергита, волластонита, андрадита с наложенными манганаксинитом, данбурином и датолитом. В одном из месторождений они образованы метасоматически на месте линзы мрамора.

ризованных известняков верхнего триаса, лежащих среди песчано-сланцевых пород (Куршакова, 1965).

Околоскарновые изменения в последних выражены лишь в эпидотизации, затухающей на расстоянии 0,5—1,0 м от скарновой залежи. Ближайший интрузивный массив кварцевого диорита палеогенового возраста расположен в 1,5 км южнее месторождения.

Минералы месторождения образовались в три стадии: 1) скарновую (дорудную), в течение которой отложились волластонит, геденбергит и андрадит, 2) постскарновую (боросиликатную), когда были отложены андрадит (небольшое количество) в ассоциации с данбурином, аксинит и главная масса датолита, 3) низкотемпературную, с которой связано выделение карбонатов, апофиллита и флюорита. Эта последовательность образования минералов зафиксирована в их структурных взаимоотношениях, реликтах более ранних минералов в более поздних, наличии скарновых брекчий разного состава, а также в температурах декрепитации.

Боросиликатные скарны характеризуются большим разнообразием текстур и структур, среди которых преобладают радиальнолучистые — у геденбергита и волластонита и полосчато-зернистые — у датолитовых, гранатовых и аксинитовых участков.

Аксинит (часто в ассоциации с эпидотом и геденбергитом) образуется главным образом на флангах скарновых тел, у контакта с вмещающими песчано-сланцевыми породами. Датолит и данбурит (в разных месторождениях преобладает то один, то другой) расположены внутри аксинитизированных зальбандов; они развиваются обычно по сохранившимся участкам перекристаллизованного или уже частично скарнированного известняка и крупнозернистыми или удлиненно-призмовидными агрегатами заполняют зоны трещин.

В условиях скарнирования мергелистых пород местами хорошо различаются две генерации датолита: ранняя с включениями глинистого вещества и поздняя в виде водянопрозрачных кристалликов, заполняющих трещинки в породе. Раньше датолита выделились гранат и пироксен, одновременно с ним — гибшит, а позже — тремолит и эпидот (Полквой, 1965).

В полиметаллических скарновых месторождениях вслед за аксинитизацией песчано-глинистых пород или пироксено-гранатовых и гранатовых скарнов идет обычно сульфидное оруденение (Гетлинг, 1965); по времени образования оно очень сближается со стадией датолитизации в других скарновых полях.

Среди регионально-метаморфизованных боросиликатных пород широко распространены турмалиновые — кварциты, слюдяные, хлоритовые, графитовые, амфиболо-пироксеновые и другие сланцы, описанные у нас и за границей мно-

гими авторами (см. Сердюченко, 1956; Глебов, 1958; Лапинская, 1963; Шенгелиа, 1963, и др.). Значительное развитие (в Южной Африке, Канаде, на Мадагаскаре, в Саксонии и др.) в метаосадочных сланцах, гнейсах, кристаллических известняках, кварцитах и гранулитах имеют также корнерупиновые породы с кварцем, биотитом, кордиеритом, ставролитом, силлиманитом, нередко и с другими алюмоборосиликатами — грандидьеритом, турмалином, дюмортьеритом.

Во всех пелитовых и пелито-псаммитовых породах нижне- и среднеюрской аспидной серии в бассейне Риони встречаются гемиморфные призмочки зеленого аутигенного турмалина; в глинистых слоях он часто сопровождается игольчатым аутигенным рутилом (Беридзе, 1965).

Местами борные минералы настолько многочисленны, что породы становятся почти мономинеральными — «турмалинитами», «дюмортьерититами».

Дюмортьеритовые кварциты и дюмортьерититы, по описанию Лакруа (Lacroix, 1922), согласно залегают в толще типичных кварцитов в районе Ankofo (Мадагаскар) и представляют собою своеобразные сланцеватые пачки и прослои, выделяющиеся фиолетовым цветом; они состоят из игольчатого голубого, сильно плеохроичного дюмортьерита и зерен кварца с небольшим количеством циркона, гематита и рутила. Местами количество кварца снижается или он совсем исчезает, а иглы дюмортьерита приобретают параллельную ориентировку или образуют спутанный войлок с небольшой примесью биотита, мусковита и гематита, т. е. дюмортьеритовый кварцит переходит в настоящий дюмортьеритит. В другом направлении, наоборот, в породе снижается количество дюмортьерита и она переходит в нормальный кварцит.

Между слоями дюмортьеритового кварцита иногда видны несланцеватые ядра среднезернистой породы, состоящей из кварца, окрашенного дюмортьеритом в розово-фиолетовый цвет, а также лазулита в виде мелких небесно-голубых прозрачных зерен, сопровождаемых бесцветным дистеном.

Важно отметить, что среди мальгашских кварцитов встречаются и прослои, лишенные дюмортьерита, но содержащие лазулит и силлиманит.

Таким образом, здесь имеется геохимическая ассоциация $Al + B + P$, характерная для осадочного процесса и от него унаследованная (см. стр. 162).

Осадочная концентрация бора преимущественно в глинисто-известковых и глинисто-углисто-известковых (но бедных магнием) породах — в метаморфическом цикле приводит к образованию аксинитсодержащих или даже богатых аксинитом углисто (графито)-известковых сланцев, аксинито-диопсидо-эпидотовых роговиков, слюдисто-кварцевых сланцев с многочисленными со-

гласными или субпараллельными аксинитовыми жилками альпийского типа и гнездовидными выделениями аксинита (Беляков, 1940; Сердюченко, 1956, 1960 и др.). К этому типу относится и «лимурит» — аксинитовый парасланец в долине Леспонна на северных склонах Пиринеев.

Этот сланец имеет крупные «глазки» фиолетово-зеленого аксинита в мелкозернистой авгито-роговообманковой кварцево-кальцитовый основной массе с примесью сфена, магнетита, пирротина. Количество аксинита достигает здесь 60%, авгита с роговой обманкой до 30—35%, кварца и кальцита до 10—5%, минералы распределены неравномерно (пятнисто), но все они имеют характер первичных образований. «Лимурит» находится в согласном залегании с мраморизованными известняками и андалузитослюдяными сланцами (Zirke, 1879), а прорывающий эту богатую глиноземом и содержащую бор (осадочную) толщу гранит становится турмалиноносным, обуславливая образование в экзоконтактах граната, везувiana и других скарновых минералов.

Мнение Лакруа (Lacroix, 1892) о том, что лимурит — просто контактное образование между известняками и гранитами, не соответствует геологическому положению этой породы в свите парасланцев, и во всяком случае он не приводит убедительных аргументов в пользу выноса бора из магмы. О метаосадочной природе главной массы аксинитовых пород этого района говорит еще и то обстоятельство, что севернее коренных и валунчатых выходов лимурита, уже в долине Требона, бесцветный и непрозрачный аксинит входит в состав кварцитовых сланцев, содержащих серицит и кальцит.

Как известно (Ферсман, 1940), последовательность в ряду турмалин—аксинит—датолит соответствует снижению температуры в позднепегматитовых и гидротермальных стадиях; в этом же направлении падает содержание Mg и Fe, также Al, но возрастает роль Ca. Однако в сильно инъецированных железорудных месторождениях Горной Шории, помимо развития аксинита и турмалина (шерла, реже дравита) на разных участках, иногда наблюдается их совместное нахождение (Бабошин, 1962), причем турмалин почти всегда более поздний. Очевидно, что это связано с воздействием поздних более кислых и нагретых растворов, богатых Fe и Mg и бедных Ca.

Во многих районах земного шара (в том числе в Армении, на Северном Кавказе, в Забайкалье, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке) известны своеобразные фации турмалиновых гранитов, причем природа и источники их борной минерализации неясны, и, возможно, связаны с ближней или пространственно отдаленной ассимиляцией. Исследования докембрийских кварцитов, слюдяных сланцев и гнейсов Larsbo — серии (Hjelmqvist, 1938), слагающих синклинальную складку и смятых в течение свеко-феннского орогенеза, показывает, что это — в основном,

грубозернистый (местами аркозовый) метаморфизованный осадочный материал, испытавший незначительные перемещения без сколько-нибудь заметной химической дифференциации. В породах этого комплекса B_2O_3 колеблется от 0,003 до 0,55%, и эта неравномерность, особенно резкая в олигоклазовых гнейсах, очевидно, отражает первичное неравномерное распределение бора в древнем осадке, еще более усиленное метаморфогенным образованием турмалина, количество которого очень велико в глиноземистых слюдяных кварцитах и слюдяных сланцах. Последнее опять говорит о богатых глинистым веществом осадках, которые могли адсорбировать бор из морской воды. Породы этого типа, подвергшиеся метаморфизму, мигматизации и палингенной гранитизации, могли дать, в частности, и турмалиновые гнейсы и турмалиновые граниты.

В одном из плутонов Армении, сформировавшемся в пределах третичного тектоно-магматического цикла, широко развиты процессы дифференциации, ассимиляции и гибридизма; среди трех главных магматических фаз — монцонитовой, граносиенитовой и гранитной — первая отличается особенно сложным составом и постепенными переходами от габбро и габбро-диоритов к кварцевым, бескварцевым и нефелиновым монцонитам и даже к щелочным и пегматоидным сиенитам. Богатые турмалином разновидности массивных и жильных (пегматито-аплитовых, кварцевых) пород приурочены только к монцонитовой фазе; развитие боросиликата часто имеет аутометасоматический или более поздний пневмато-гидротермальный характер, неравномерно охватывая значительные участки и отдельные линейные зоны. Детально описанная Б. М. Меликсетяном (1959), эта турмалинизация справедливо объясняется им «ассимиляционной обогащенностью (первой интрузивной фазы!) за счет осадочных и вулканогенно-осадочных пород», которые в этом регионе особенно значительно заражены бором.

Отметим, что известны древние вулканогенные метаморфизованные концентрации бора в Марокко, где в районе Ташгагалт (зона Анти-Атласа) в тесной ассоциации с марокитом ($CaMn_2O_4$) и другими марганцевыми минералами обнаружен годефroit, новый карбонат-борат кальция и марганца. Содержащие его кварц-барит-кальцитовые жилы расположены в области древнего (докембрий III) вулканизма (риолиты, игнимбриты), лишенной каких-либо гранитоидов. Условия образования (высокая температура, низкое давление) марокита и годефрита характерны для вулканических отложений (Jouravsky, Permingeat, 1964).

Таким образом, в результате регионального метаморфизма бороносных осадочных пород, в зависимости от их состава и термо-динамических условий метаморфизма сформировались

различные бороносные осадочно-метаморфические фации (Сердюченко, 1955, 1956, 1960; Сердюченко и др., 1963):

а) концентрация бора в углисто-глинистых, песчано-глинистых, слабо железистых или глинисто-магнезиально-мергелистых древних морских осадках привела к возникновению турмалино-графито-слюдистых сланцев, турмалин-полевошпатовых кварцитов, турмалиновых филлитов и др.;

б) концентрация бора в глинисто-доломитовых или кремнисто-доломитовых железистых осадках дала турмалиновые почти мономинеральные («турмалиниты») породы, турмалино-диопсидовые, турмалино-роговообманковые и турмалино-плагиоклазовые сланцы; турмалино-корнерупино-силлиманито-кордиеритовые породы, корнерупиновые парагнейсы и др.;

в) концентрация бора преимущественно в углисто-известково-глинистых и кремнисто-известково-углистых, марганцево-железистых, но бедных магнием осадочных породах создали условия для последующего образования аксинитсодержащих или богатых аксинитом углисто-(графито)-известковых и серицито-хлорито-кварцевых сланцев, лимуритов, аксинито-диопсидо-эпидотовых роговиков и др.;

г) концентрация бора в глинистых (каолинитовых, монтмориллонитовых, кремнисто-бокситовых) породах обусловила образование дюмортьеритовых кварцитов или почти мономинеральных дюмортьеритовых сланцев («дюмортьеритов»);

д) концентрация бора в безжелезистых или маложелезистых, нередко флюоритсодержащих доломитовых осадках создала возможность образования, в условиях метаморфизма и дедоломитизации, котоитовых, суанитовых, уайтменитовых, флюоборитовых, варвикитовых мраморов;

е) концентрация бора в зонах железисто-доломитовых осадков или на участках накопления древних морских осадочных железных руд привела к формированию линзовидных и пластообразных людвигитовых и магнетитовых рудных тел (с ашаритом, флюоборитом, алюмоферроашаритом, серендибитом, минералами группы гумита и др.).

Под влиянием метаморфической мобилизации и гидротермально-контактных воздействий изверженных масс (штоков, лакколитов, даек и др.) на бороносные осадочные и осадочно-метаморфические породы, даже с дисперсной борной минерализацией, происходит перемещение и метасоматическая концентрация бора в структурно- и литологически благоприятных участках и зонах, а также перенос бора и его концентрация (в виде людвигита, турмалина, аксинита, датолита, данбурита и др.) в породах другого структурного яруса (регенерация месторождений).

Глубинное переплавление бороносных осадочно-метаморфических пород приводит, очевидно, к формированию турмалиновых палингенных гранитов, а также пегматоидных выплавок с турмалином, аксинитом, датолитом и др. От этих образований нелегко отличимы продукты ассимиляции гранитной магмой осадочных, в частности соленосных, отложений, часто представленные турмалиновыми гранитами, монцонитами и сиенитами и тоже с неравномерным распределением в них этого боросиликата.

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗАХ БОРА В ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Большой интерес представляет геохимический парагенезис железа, бора и редких земель в докембрийских осадочно-метаморфических породах древних щитов — Сибирского, Скандинавского и Канадского (Сердюченко, 1960, 1961; Сердюченко, Глебов, Павлов, 1963). Некоторые из осадочно-метаморфических магнетито-людвигитовых месторождений, расположенные в этих щитах, согласно залегают среди архейских кристаллических сланцев и гнейсов: биотито-гранатовых, графито-биотитовых, кордиеритосиллиманитовых, роговообманко-пироксеновых, авгито-скаполито-ортитовых, среди кальцифиров и разных кварцитов. В районе месторождений обычно довольно широко развиты более поздние, чем руда, амфибол-биотитовые и аляскитовые граниты, а местами и их пегматиты.

Магнетитовые и магнетито-людвигитовые руды часто имеют тонкополосчатую текстуру и многократно переслаиваются с вмещающими парасланцами, минеральный состав которых качественно почти одинаков с нерудными компонентами руд, а сами руды подчинены определенным стратиграфическим горизонтам и участвуют в складчатых дислокациях всей метаморфической толщи. Фациально людвигит приурочен или к контактам с доломитовыми кальцифирами, или, независимо от них, входит в состав магнезиально-силикатных прослоев с магнетитом и минералами гумитовой группы, т. е. имеет место парагенез бора и фтора. Людвигит (как и магнетит) представлен несколькими генерациями, среди которых, помимо первично-метаморфических, имеются и явно метасоматические, замещающие не только карбонат, но и силикаты (амфибол, флогопит и др.); часто он сопровождается минералами ашаритовой группы, флюоборитом и др. Бор, первоначально связанный с кремнисто-глинистыми и кремнисто-мергелистыми фациями боковых пород, вошел потом в состав турмалиновых кварцитов или плагиоклазо-пироксено-турмалиновых сланцев. Богатые турмалином магнетитовые прослои известны среди железных руд Южной Якутии (р. Амеди́чи) и Горной Шории (Аргыш-Тага). Недавняя находка (Watanabe a. oth.,

1963) в полосчатых марганцево-карбонатных рудах Казо в Японии джимбоита $Mn_3(BO_3)_2$ — марганцевого аналога котоита $Mg_3(BO_3)_2$ находится в ассоциации с якобитом, тефроитом, алабандином и другими минералами марганца, который в осадочном цикле является хорошим концентратом бора. Геохимически и генетически джимбоит из месторождения Казо может быть сопоставлен с пинакиолитом (манган-людовигитом) в марганцевых рудах Лонгбана (в Швеции), где имеются и бериллиевые минералы (аминовит, гиалотекит, барилит и др.).

В связи с этим отметим, что среди осадочных марганцевых руд только брауниты ($3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$) из Южной Африки, Бразилии, Индии, Швеции (Лонгбан) содержат 0,3—1,2% B_2O_3 (в среднем 0,5%); во всех других окисных минералах марганца бора нет совсем или имеется очень мало (0—0,1%). Вассерштейн (Wasserstein, 1943) объясняет это изоморфным замещением кремния (в тетраэдрах) бором.

В осадочно-метаморфических железных рудах нередко имеется унаследованная от осадочного цикла примесь марганца, бора, фосфора, редких земель, с чем и связано, в частности, последующее гидротермальное формирование по трещинкам жильковидных выделений (Mg, Mn)-ашарита, Mn-фосфат-бората (симанита), а также бастнезита, ортита и других минералов редких земель.

Помимо характерного для древних платформ геохимического парагенеза бора с железом и редкими землями, широко распространены в геосинклинальных (орогенных) осадочных и метаморфизированных толщах его сочетания с оловом и бериллием. Так, например, в пределах Средней Азии или Тихоокеанского рудного пояса часто встречается борная минерализация, парагенетически связанная с оловоносностью, а местами — с бериллиеносностью. Как известно (Goldschmidt, 1938; Никольский, 1941; Смирнов, 1944; Сердюченко и др., 1963), глинистые сланцы и песчаники, вмещающие «оловоносные гранитоиды», содержат олова (0,0012—0,005% SnO_2) в 5—10 раз выше кларка¹.

Породы этого типа являются характерными и господствуют почти во всех оловоносных провинциях мира (Боливия, Корнуолл, Рудные горы, Аляска, Восточная Сибирь, Забайкалье); одни и те же биотитовые граниты оловоносны в районах прорыва и ассимиляции ими глинистых сланцев и совсем безрудны в отношении олова там, где они внедряются в туфогенные обра-

¹ Дендриты, мельчайшие шарики и различные по форме конкреции самородного олова обнаружены в протолочках осадочно-метаморфических пород (слюдисто-кварцевых, местами с кальцитом, часто с углисто-графитистыми прослоями). По мнению авторов (Мальков и др., 1965), источником олова были материнские глинистые и глинисто-песчанистые породы, в которых в результате эпигенеза и метаморфизма произошла собирательная кристаллизация олова.

зования, различные эффузивы и известняки. Глинистые сланцы (морские) практически всегда имеют повышенное содержание бора, а для Дальнего Востока, например, установлена в них четкая сопряженность между содержанием олова и бора: вместе с бором увеличивается в глинистых сланцах и количество олова (Лугов, 1958).

По-видимому, в условиях анатексиса, ассимиляции осадков и повторных гранитных внедрений происходит усиленная миграция олово-борных (комплексных) соединений, стягивание их в контактных зонах вокруг гранитов и образование оловоносных и бороносных ореолов в виде касситеритовых и турмалиновых полей и участков. Большие скопления турмалина встречаются, например, в роговиковых зонах Якутии, Чукотки и Аляски вокруг меловых гранитоидов и особенно вблизи «оловоносных» гранитов. В этих условиях обычен не только парагенезис касситерита и турмалина, но довольно часто встречаются Sn-содержащие дравиты и шерлы, людвигиты с $0,п—п\%$ SnO_2 кальциево-оловянные людвигиты — гулситы, оловосодержащий борат — норденшельдит и др.

По-видимому, устойчивая пространственная и парагенетическая связь бора и олова в геосинклинальных зонах с «оловоносными» гранитами может отражать палингенное происхождение последних. Для области Андийской геосинклинали в Южной Америке обширная сопряженная олово-борная минерализация в Боливии и Бразилии, по мнению ряда геологов, работавших здесь много лет, должна быть генетически связана с формированием анатектических гранитных магм за счет переплавления мощных морских глинистых нижнепалеозойских отложений, в которых олово и бор находились в рассеянном виде (Ahlfeld, 1956; Ljunggren, 1964).

В очень сходных по составу геосинклинальных глинисто-песчано-карбонатных толщах, вокруг гранитоидных внедрений встречается (Дальний Восток, Ср. Азия и др.) борно-фторо-бериллиевая минерализация; турмалин, датолит, флюорит, фенакит, берtrandит и др. Подобно бору, бериллий в осадочных и осадочно-метаморфических породах концентрируется главным образом (сорбция!) в глинистых, фосфатных и углистых накоплениях, где его содержание ($0,0004—0,001\%$ Be) местами в несколько раз превышает кларк бериллия в земной коре. Имеющийся в известняках Аппенин бериллий (как и бор, см. выше) связан (по данным Pierrucci, 1943) с его нерастворимой глинистой примесью.

Месторождения некоторых бериллиевых минералов в слюдистых парасланцах, содержащих кварцевые и кварц-полевошпатовые согласные прерывистые прослойки, но лишенные типичных пегматитов и гранитных инъекций, следует, по-видимому, считать происшедшими за счет метаморфической мобилизации

бериллия, рассеянного в материнских осадках (Сердюченко, Зотов, Потемкин, 1964). Известно, что фтор — хороший переносчик бериллия, главным образом в виде $(\text{BeF}_4)^{2-}$ при повышенных температурах (Власов, 1938; Беус, 1959 и др.). Следует думать, что в глинистых, фосфатно-глинистых, железистых и углисто-глинистых породах, содержащих и карбонатные прослойки (Беус, 1964), под влиянием гранитоидных инъекций и сопровождающих газоводных выделений шел перенос бора и фторидов бериллия в зону расположенных выше и более холодных контактов и трещин с концентрацией там бора, фтора и бериллия и образованием турмалина, флюорита, касситерита и других минеральных ассоциаций, среди которых встречаются бериллобораты и бериллоборосиликаты...

«Бор вероятнее всего в присутствии фтора встречается в виде $(\text{BF}_4)^-$ -ионов (или, точнее, $\text{B}(\text{OH})\text{F}_3^-$ ионов). В результате реакции: $(\text{BeF}_4)^{2-} + (\text{BO}_2)^- \rightleftharpoons (\text{BF}_4)^- + (\text{BeO}_2)^{2-}$ происходит выпадение бериллиевых минералов» (Щербина и др., 1963; Некрасов, 1958).

Условия образования месторождений и парагенезисы минералов говорят о том, что и сам бор может способствовать переносу таких элементов, как олово и бериллий; известно, например, летучее при 91°C соединение $\text{Be}[\text{BH}_4]_2$.

Следует иметь в виду высокую подвижность фтора, который в осадочном цикле бывает связан не только с выделениями землистого ратовкита в галогенно-карбонатных фациях, но и с фосфоритами. При высокой растворимости фтора в поверхностных и грунтовых водах он в то же время очень быстро фиксируется в новых условиях осадкообразования, т. е. циклы его миграции не уводят его далеко от мест его начальной концентрации. Эти районы и зоны, как думает Петерс (Peters, 1958), сохраняют (наследственно! Д. С.) высокое содержание фтора независимо от глубоких геологических изменений; территории и геологические формации могли быть фтороносными еще задолго до развития в них гидротермальной минерализации. «Региональная ассоциация флюорита со специфическими металлогеническими областями могла быть функцией предыдущих осадочных циклов, сопровождавшихся метаморфической и магматической дифференциацией» (Peters, 1958). Мы полагаем, что геохимическая связь фтора, бериллия и бора, устойчивая пространственно и не раз повторенная во времени, сыграла свою решающую роль в концентрации бериллия, первоначально рассеянного в осадочных толщах, многократно подвергшихся гидротермально-метаморфической и ультраметаморфической (палингенной) обработке, которая и привела в итоге к формированию на отдельных территориях фтор-борно-бериллиевых и фтор-борно-оловянных минеральных концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции.— Труды ИГИ АН СССР, 1939.
- Акульшина Е. П., Петраков В. У., Симонова В. И. Некоторые закономерности распределения бора в глинистой части пород нижнего и среднего палеозоя на западе Сибирской платформы. В кн. «Глины и глинистые минералы Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Бабошин В. А. О турмалиновой и аксинитовой минерализации в Горной Шории.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 73. Л., 1962.
- Барсанов Г. П. Об изоморфном ряде аксинита и новом минеральном виде — севергините.— Труды Мин. муз. АН СССР, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1951.
- Барсуков В. Л., Курильчиков Г. Е. О бороносности серпентинитов.— Геохимия, 1957, № 5.
- Белов Н. В. Некоторые особенности геохимии бора в свете его кристаллохимии (17 очерк по структурной минералогии). Мин. сб. № 8. Львов, 1954.
- Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— Геохимия, 1960, № 6.
- Белов Н. В., Белова Е. Н. Кристаллическая структура турмалина.— Докл. АН СССР, 1949, 69, № 2.
- Беляков М. Ф. Находки аксинитов на Приполярном Урале.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1940, № 4.
- Беляшов Н. М. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Качарского магнетитового месторождения. Дисс. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1963.
- Беридзе М. А. Аутигенный турмалин в породах юрской аспидной серии Горной Рачи.— Сообщ. Акад. наук Груз. ССР, 1965, т. 37, № 1.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1959.
- Беус А. А. Бериллий. В кн. «Металлы в осадочных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Блазко Л. П., Кондратьева В. В., Яржемский Я. Я. Аксайт — новый водный магниевый борат.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, № 4.
- Бойко Т. Ф. Озеро Сёрлз и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы.— Труды ИМГРЭ, вып. 17. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бровкин А. А., Александров С. М., Некрасов И. Я. Рентгенометрическое изучение минералов людвигит-вонсенитовой серии. В кн. «Рентгенография минерального сырья», 1963, № 3.
- Буланов К. П. О содержании бора в соляных озерах и нефтяных водах Бакинского района.— Бюлл. ин-та Галургии, 1939, № 12.
- Булгакова М. Д. О присутствии обломочной киновари и людвигита в верхнепалеозойских породах Северного Хараулаха.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 4.
- Бургеля Н. К. О турмалинах из Бакальского железорудного месторождения. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Валяшко М. Г. Некоторые черты геохимии бора. В кн. «Химия боратов». Рига, 1953.
- Василькова Н. Н. Новый кальциевый борат — сибирскит.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, № 4.
- Варлаков А. С., Жужгова М. Ф. Геохимия бора в гипербазитах Оренбургской области.— Геохимия, 1964, № 8.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— Труды Биогеохим. лабор., вып. 3, 1935.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, вып. 1, 1944.

- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— Чтения им. В. И. Вернадского, № 1, Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— Труды Геохимич. конф., посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Власов К. А. Каталитическая роль фтора в процессе десиляции и генезиса бериллов.— Труды Ломоносов. ин-та АН СССР, вып. 9, 1938.
- Власов К. А. Периодический закон и изоморфизм элементов. Изд-во Ин-та редких элементов АН СССР. М., 1963.
- Гетлинг Р. В. Аксинит из месторождения Кызыл-Эспе.— Зап. Всес. мин. общ-ва, 1965, 94, № 5.
- Гецеу В. В. О содержании бора в золах нефтей Дагестана.— Геология нефти и газа, 1961, № 11.
- Глебов А. В. Турмалиновые кварциты р. Амедици в Ю. Якутии.— В сб. «Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых». Изд-во СОПС АН СССР, 1958.
- Головастик Н. И. Кристаллическая структура дюмортьерита $(Al, Fe)_7O_3[BO_3][SiO_4]_3$. Докл. АН СССР, 1965, 162, № 6.
- Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии бора.— В сб. «Геохимия редких элементов», ГОНТИ НКТП СССР (перев. с нем., работы 1932 г.), 1938.
- Горбов А. Ф. Основы генетической классификации боратов. В кн. «Петрография галогенных пород».— Труды ВНИИГ, вып. 40, 1960_а.
- Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа.— В кн. «Петрография галогенных пород».— Труды ВНИИГ, вып. 40, 1960_б.
- Гуляева Л. А. Бор грязевых вулканов. В кн. «Результаты исследований грязевых вулканов». М., 1939.
- Гуляева Л. А. Распределение бора в современных органогенных осадках.— Докл. АН СССР, 1942, 37, № 32.
- Егоров А. П. Данные о содержании бора в некоторых метаморфических породах и их пранитизированных разностях в районе Таежного железорудного месторождения в Южной Якутии. Геохимия, 1961, № 9.
- Зарицкий П. В. Борная минерализация в породах артемовской свиты в Бахмутской котловине Донецкого Бассейна.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 6.
- Зарицкий П. В. Пробертит из отложений Бахмутской котловины.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1964_а, № 1.
- Зарицкий П. В. Минералогия и генезис боропроявлений в отложениях артемовской свиты Бахмутской котловины Донецкого бассейна.— Вестн. Харьк. ун-та, вып. 7, серия геогр. 1964_б, № 2.
- Зубова С. И., Резапова Н. М. Об источнике бора аутигенного турмалина в вулканогенно-осадочных железных рудах Алтая.— Труды Сиб. НИИ геол., геоф. и минерального сырья, вып. 35, 1964.
- Иванов В. В. Гидротермальные ресурсы областей современного вулканизма. В кн. «Проблемы вулканизма». Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Ивановская А. В. Бор в глинистых фракциях и гидрослюдах мезозойских отложений Лено-Оленекского района и его значение для определения палеосолёности. В кн. «Глины и глинистые минералы Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Ишниязов Д. Данбурит в гипсовой толще верхней юры.— Докл. АН Узб. ССР, 1960, № 10.
- Ишниязов Д., Парпиев Н. А. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней юры Узбекистана.— Узб. геол. журнал, 1963, № 5.
- Карасик М. А., Бсбров В. П., Гончаров Ю. И., Ванина М. В. К геохимии бора в галогенных толщах.— Литол. и полезные ископаемые, 1964, № 6.

- Каюпова М. М. К минералогии железо-марганцевого месторождения Джумарт.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, 1963, вып. 6, сер. геол., стр. 57—80.
- Кондратьева В. В. Рентгеновское исследование сульфоборита.— В кн. «Рентгенография минерального сырья», вып. 3, 1963а.
- Кондратьева В. В. О джинорите. В кн. «Рентгенография минерального сырья», вып. 3, 1963б.
- Курбанов Х. М., Руманова И. М., Белов Н. В. Кристаллическая структура пробертита $[\text{CaNaB}_5\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 5.
- Курман И. М., Мельницкий В. В. Борные провинции и опыт классификации месторождений борного сырья. В кн. «Геология горно-химического сырья». Госхимиздат, 1955.
- Куршакова Л. Д. О датолите и его месте в последовательности образования боросиликатных скарнов.— Геол. рудн. месторождений, 1965, 7, № 3.
- Куршакова Л. Д. Текстуры скарново-боросиликатных руд и некоторые вопросы их генезиса.— «Геология и геофизика», 1965, № 12, стр. 42—53.
- Курyleва Н. А. Призматин с Побужья.— Зап. Всес. мин. общ-ва, 1960, вып. 6.
- Лапинская Т. А. Турмалинсодержащие протерозойские породы фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области.— В кн. «Геохимия, петрограф. и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, 1963.
- Лобанова В. В., Аврова Н. П. Новый минерал метаборит — природная метаборная кислота.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, № 3.
- Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловоносных интрузий Чукотки.— Советская геология, 1958, № 10.
- Малахов А. А. Определитель минералов бора. САИГИМС, Ташкент, 1959.
- Малинко С. В. Новый борат кальция — коржинскит.— Зап. Всес. Мин. об-ва 1963, 92, № 5.
- Малинко С. В. Первая находка канита в СССР.— Докл. Акад. наук СССР, 1966, т. 166, № 3, стр. 695—697.
- Мальков Б. А., Мельникова Е. М., Швецова И. Е. Микроконкреции самородного олова в метаморфических породах хребта Канин.— Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 5, 1965.
- Маракушев А. А. и др. О находке варвикита и пайгеита в докембрийских доломитовых мраморах Северной Кореи.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 1.
- Меликсетян Б. М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, 1959, т. XII, вып. 5.
- Мельницкая Е. Ф. О находке пробертита в нижнепермских гипсовых отложениях.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, № 6.
- Мун А. И., Жаймина Р. Е., Бектуров А. Б. К геохимии бора в природных водах Казахстана.— Труды Ин-та химич. наук АН Каз. ССР, т. 10, 1964.
- Набоко С. И. и др. Вулканизм Камчатки и Курильских островов.— Изд-во АН СССР, 1959.
- Некрасов В. В. Курс общей химии. Госхимиздат, 1958.
- Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы.— Советская геология, 1941, № 4.
- Орлова Е. В. Особенности геологической обстановки вулканогенно-осадочных месторождений бора на примере бороносных провинций Северной и Южной Америки. Изд-во Мин-ва геол. и охр. недр СССР, 1961.
- Петрова Е. С. Новый минерал кальциборит.— Труды ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Петрова Е. С. Новый водный борат кальция — фроловит.— Зап. Всес. мин. об-ва, серия 2, ч. 86, 1957.
- Поваренных А. С. К вопросу о кристаллохимической классификации боратов.— Труды Мин. музея, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1955.
- Поделько Е. Я. Бор в углях Забайкалья. В кн. «Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах». Изд-во «Наука», 1965.

- Полквой П. А. Датолит и гибшит одного из скарновых месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 9.
- Пономарев В. Г. Об аутигенном турмалине в железных эффузивно-осадочных рудах из среднего девона юго-восточного Алтая.— Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 35, 1964.
- Пэн Чжи-чжун, У Чэн-юй, Чжан Пи-син. Кристаллическая структура ашарита.— *Scientia sinica*, 1963, 12, № 11.
- Руманова И. М., Аширов А. Определение кристаллической структуры гидроборацита.— Кристаллография, 1963, 8, № 6.
- Румянцев Г. С. Состав и свойства вновь обнаруженных минералов ряда магнетит — якобит в месторождении Магнетитовое (Бурятская АССР).— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 5.
- Седлецкий В. И. Условия замещения данбурита пробертитом и улекситом.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-хим. и геол. наук, 1965, № 2.
- Сердюченко Д. П. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях.— Докл. АН СССР, 1955, 162, № 4.
- Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах.— В кн. «Вторичные изменения осадочных пород».— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1956.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и генезисе дюмортьеритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 2.
- Сердюченко Д. П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- Сердюченко Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн. «Вопросы седиментологии». Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П. Еще об алюмоферроашарите.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 2, 1965.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В. Турмалины и турмалиновые породы из федоровской свиты Алданского архея. В кн. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В. Об акцессорных борных минералах в архее Алдана. В сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Сердюченко Д. П., Павлов В. А. О составе и классификации аксинитов.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 1, 1962.
- Сердюченко Д. П., Потемкин К. В., Зотов И. А. Редкие элементы в кристаллических сланцах и гнейсах. В кн. «Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Се Сянь-дэ, Цянь Цзы-цян, Лю Лай-бао. Новый минерал — карбоборит, $MgCa_2(CO_3)(B_2O_5) \cdot 10H_2O$.— *Scientia sinica*, 1964, 13, № 5 (Рефер. журн., 1964, Геология, В., № 10, стр. 22).
- Се Сянь-дэ, Чжан Мян-пин. Предварительное исследование индери-та, найденного в Китае.— *Scientia sinica*, 1963, 12, N 8.
- Сливко М. М. Химический состав и изоморфные замещения в турмалинах. Минер. сб., № 16. Львов, 1962.
- Смирнов С. С. О концентрации бора в северо-восточной рудной провинции.— Докл. АН СССР, 1944, 1.
- Соболев В. С. О структуре боратов.— Мин. сб., вып. 3. Львов, 1949.
- Стадников Г. Л. Химия угля. ГОНТИ, 1932.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и броне в породах нижнелермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Сухоруков Ф. В. Геохимия бора в полях железорудных месторождений Алтая. Автореф. дисс., 1964.
- Тагеева Н. В. О содержании бора в природных водах.— Докл. АН СССР, 1934.

- Утехин Г. М. О находке свабита в магнезиальных скарнах Средней Азии.— Зап. Всесоюзн. Минер. общ., 1961, вып. 6.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4. ОНТИ, 1939.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
- Цейтлин С. Г. Содержание бора в нефтяных водах.— Докл. АН СССР, 1936, 1, № 3.
- Черепанов В. А. Данбуритовые диагенетические конкреции в девонской надсолевой толще на севере Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, 163, № 4.
- Черненко Ю. Я. О борной минерализации одного из районов Сибири.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геогр. и мин. сырья, вып. 35, 1964.
- Чирвинский П. Н. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов, 1911.
- Шенгелиа Д. М. О генезисе турмалина из песчано-глинистых сланцев Дарьяльского ущелья.— Изв. Геол. об-ва Грузии, 1963, т. 3, № 1.
- Щербakov А. В. Гидрогеохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. Госгеолтехиздат, 1961.
- Щербина В. В., Игнатова Л. И., Карманова И. Г., Федорова М. В., Твердохлебова К. А. Факторы, влияющие на эндогенное распределение и концентрацию бериллия и лития. В сб. «Минеральное сырье», вып. 7, Госгеолтехиздат, 1963.
- Яржемский Я. Я. Боратовые породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II. Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ahlfield F. Zinnstein und Tantalitlagerstätten in Brasilien.— Zeitschr. Erzbergbau. Metallhütten, 1956, 6, No 7.
- Arer P. On natural pandermite.— Istanbul univers., 1956, ser. C., 31, N 2.
- Bauer H. Über Diadochie zwischen Aluminium und Bor in Gehlenit.— Neues Jahrbuch für Mineralogie, Hf. 6. Stuttgart, 1962.
- Bennett W. A. Mineralogy and geochemistry of the Read magnetite deposit, southwestern Stevens country, Washington.— Econ. Geol., 1962, 57, No 6.
- Berger S. V. The crystal structure of B_2O_3 .— Acta Cryst., 1952, 5, pt. 3.
- Braitsch O. Die Borate und Phosphate im Zechsteinsalz Südhannovers.— Fortschr. der Mineral., 1960, 38, Hf. 2.
- Clark J. R., Erd R. C. The probable chemical formula of aksaite, a new hydrated magnesium borate.— Amer. Mineral., 1963, 48, No 7—8.
- Deloupy C. Etude de groupment BeO_4 d'après les spectres de réflexion infrarouges de la phénacite Be_2SiO_4 et de l'hambergite $Be_2BO_3(OH)$.— Advances Molec. Spectrosc., v. 2, Oxford — New York — Paris, 1962.
- Eagar R. M. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British Coal Measures.— Nature, 1962, 196, No 4853.
- Early J. W. On chlorine in serpentized dunite.— Amer. Mineral., 1958, 43, No 1—2.
- Ernst W., Lodemann W. Die Verteilung des Bors im Kristallin der SE-Saualpe, Ostkärnten.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatshefte, 1965, № 11, S. 641—647.
- Eugster H. P., Wright T. L. Synthetic hydrous boron micas.— Geol. Surv. research, 1960, N 202.
- Fang J. H. and Newnham R. E. The crystal structure of sinhalite.— Min. Mag., 1965.
- Fleet M. E. L. Preliminary investigations into the sorption of boron by clay minerals.— Clay Minerals, 1965, t. 6, № 1—3, p. 3—16.
- Gale H. S. Geology of the Kramer Borate district, Kern county, California.— Journ. of Mines and Geology, 1946, 42, No 4.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry, 1954.
- Gottesmann W. Danburit im Werra-anhydrit Südbrandenburgs.— Geologie, 1964, 13, No 4.
- Harder H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil. I. Bor in Mineralen und magmatischen Gesteinen.— Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 1959.

- Harder H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil II. Bor in Sedimenten.—
Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 1959.
- Harder H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil 3. Bor in metamorphen Gesteinen und in geochemischen Kreislauf.—Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 1961, No 1.
- Heide F. und Thiele A. Zur Geochemie des Bors.—Chemie der Erde, 1958, 19, Hf. 4.
- Hjelmqvist S. Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittel schwedens die sogenannte «Larbo-serie».—Sver. geol. Undersökn. Arsbok, ser. C, 1938, No 413.
- Honea R. B., Beck F. R. Chambersite, a new mineral.—Amer. Mineralog., 1962, 47, No 5—6.
- Jouravsky G., Permingeat F. La gaudefroyite, une nouvelle espèce minérale.—Bull. Soc. Franç. minéral. et cristallogr., 1964, 87, No 2.
- Knopf A. Ludwigite from Colorado gulch near Helena, Montana.—Amer. Miner., 1942, 27, No 12.
- Kohn J. A., Comeforo J. E. Synthetic asbestos investigation II, X-ray and other data on synthetic fluor-richterite, edenite and boron-edenite.—Amer. Mineral., 1955, t. 40, p. 410.
- Kühn R., Roess K. L., Gaertner H. Fabianit $\text{CaB}_3\text{O}_5(\text{OH})$, ein neues Mineral.—Kali und Steinsalz, 1962, 3, No 9.
- Lacroix A. Sur l'axinite des Pyrénées, ses formes et les conditions de son gisement. Compt. Rend. Ac. Sc., Paris. 1892, 115.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar. Paris, 1922.
- Landergren S. The distribution of boron in some Swedish sediment rock and iron ores. The boron circle in the upper Lithosphere.—Ark. Kemi, Mineral. och. Geol., 1945, 19A, No 26.
- Leonard B. F., Hildebrand Fr. A., Vlisidis Ang. Members of the ludwigite—vansenite series and their distinction from ilvaite.—Petrologic Studies, A. F. Buddington—vol., 1962.
- Ljunggren P. The tin deposits of Rondonia Brazil, as compared with the Bolivian tin mineralisation.—Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, 1964, 85, No 515.
- Lundegart P. H. Rock composition and development in Central Roslagen Sweden.—Arkiv Kemi. Mineral. o. Geol., 1946, 23 A, No 9.
- Meier R. Das Auftreten von Stassfurtit in der Hangendgruppe des Kalilagers Stassfurt in der Grube Bernburg—Gröna.—Geologie, 1963, 12, No. 3.
- Milton Ch. and Eugster P. Green River mineral assemblages in the book «Researches in Geochemistry», New York, 1959.
- Mizutani Yoshihiko. Behavior of boron in volcanic gases.—Journ. Earth. Sci. Nagoya Univers., 1962, 10, No 2.
- Moenke H. Nachweis von BO_3 - und BO_4 -Gruppen in den häufigsten natürlich gebildeten Silikaten.—Silikattechnik, 1962, 13, No 8.
- Mötzing R. Ueber ein interessante Ascharitvorkommen in einem Sylvinit der Schachtanlage Giersleben.—Bergakademie, 1962, 14, No 12.
- Murdoch J. Wightmanite, a new mineral from Crestmore, California.—Amer. Mineral., 1962, 47, No 5—6.
- Peters W. C. Geological characteristics of fluorspar deposits in the Western United States.—Econ. Geol., 1958, 5, No 6.
- Pierruccini R. Determinazione spettrografica del berillo in alcune rocce sedimentarie dell' appennino toscoemiliano.—Spectrochim. Acta, 1943, 2, Berlin.
- Ramdohr P. Ueber Metamorphose und sekundäre Mobilisierung.—Geol. Rundschau, 1953, 42, No 1.
- Sahama T. G. Spurenelemente der Gesteine in südlichen Finnisch Lapland.—Bull. Commiss. geol. Finland, 1945, No 135.
- Schneiderhöhn H. Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten.—Geol. Rundschau, 1953, 42, No 1.

- Schlüter A. Das Pandermitvorkommen von Sultan-Tchair (westliche Kleinasien).—Abhandlungen zur prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre, Bd. 17, 1928.
- Segnit E. R., Lancucki C. J. Fluoborite from Crestmors, California.—Amer. Mineral., 1963, 48, No 5—6.
- Shaw D. M., Burgoyne R. A review of boron sedimentary geochemistry in relation to new analyses of some North American chales.—Canad. Journ. Earth Sci., 1966, t. 3, № 1, p. 49—63.
- Stubican V. and Roy R. Boron substitution in synthetic micas and clays.—Am. Miner., 1962, № 9—10, vol. 47.
- Tennyson Ch. Eine Systematik der Borate auf kristallchemischer Grundlage.—Fortschr. Mineral., 1963, No 1.
- Tomlinson W. H. Occurrence of borosilicates in diabase at Lambertville, New Jersey.—Amer. Mineral., 1945, 30, No 3—4.
- Vinikas B. Distributions statistiques d'elements mineurs dans les charbons Nord-Américains (Proceed. Internat. Meeting in Milan, 1962), 1964.
- Walker Ch. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.—Journ. Sediment. Petrol., 1963, 33, No 3.
- Wasserstein B. On the presence of boron in braunite and manganese ores.—Econ. Geol., 1943, No 5.
- Watanabe T., Kato A., Matsumoto T., Ito J. Jimboite, $Mn_3(BO_3)_2$, a new mineral from the Kaso mine, Tochigi prefecture, Japan.—Proceed. Japan Acad., 1963, 39, No 3.
- Zachariasen W. H. Crystal chemical studies of the 5f-series of elements, XV. The crystal structure of plutonium sesquicarbide.—Acta crystallographica, 1952, 5, pt. 1.
- Zirkel F. Ueber die Limurite.—Zeitschr. Kristall., 1879.

К ВОПРОСУ О ТЕРМОМЕТРИРОВАНИИ И БАРОМЕТРИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО СОСУЩЕСТВУЮЩИМ ПАРАМ МИНЕРАЛОВ

Одной из важнейших задач исследования метаморфических пород является оценка T — p условий кристаллизации. Такая оценка может быть произведена или при непосредственных аналогиях с экспериментальными данными, или путем термодинамических расчетов, основанных на законах химического равновесия.

Многие минеральные фазы представляют собой твердые растворы, по своим свойствам приближающиеся к идеальным. Равновесие между изоморфными смесями AC и BD определяется реакцией равновесия между конечными членами: $nA + mB = pC + rD$, где n, m, p, r — малые целые числа. Условия равновесия:

$$\frac{(C)^p \cdot (D)^r}{(A)^n \cdot (B)^m} = K; \ln K = -\frac{\Delta Z}{RT},$$

где ΔZ — свободная энергия Гиббса; K — константа равновесия, принимающая постоянные значения при постоянных температуре и давлении. Приведенное соотношение является математическим выражением общего вида закона действующих масс или законом химического равновесия.

Изменение константы равновесия с температурой и давлением определяется следующими уравнениями:

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T}\right)_p = \frac{\Delta H}{RT^2}; \left(\frac{\partial \ln K}{\partial p}\right)_T = -\frac{\Delta V}{RT}.$$

Теоретическая возможность использования отдельных пар минералов с общим изоморфным членом для термометрирования геологических процессов давно привлекает внимание. Так, известны многочисленные работы Барта (Barth, 1937, 1951, 1962), посвященные термометрированию по константе распределения альбитового компонента между сосуществующими полевыми шпатами.

Рассмотрение как ранних, так и поздних работ Барта показывает, что в основе диаграмм не лежат детальные термодинамические расчеты, которые трудно сделать из-за отсутствия термодинамических констант. Предложенные зависимости являются

скорее предварительными, основанными на некоторых косвенных данных и предположениях. Использование метода Барта к метаморфическим породам (Крылова, 1962; Лутц, 1964) показало, что имеются различия в полевошпатовых константах для гранулитовой и амфиболитовой фаций, но цифры температур, оцененные по диаграммам Барта, оказались очень низкими — порядка 500—650° С. Такие цифры для пород гранулитовой фации всегда казались сомнительными, на что неоднократно указывал В. С. Соболев. В частности, в выступлениях на IV Всесоюзном петрографическом совещании В. С. Соболев отмечал, что метод Барта дает заниженные, а иногда и просто неверные результаты.

Экспериментальная проверка метода Барта была проведена Винклером (Winkler, 1961) при давлении 2000 бар, а также Вияром и Сабатье (Wyart, Sabatier, 1962) при давлении 500 бар (табл. 1). Эти эксперименты заставили существенно пересмотреть метод Барта.

Т а б л и ц а 1
Экспериментальные данные по составу сосуществующих полевых шпатов

<i>t</i> , °С	<i>N'</i>	<i>N''</i>	<i>K_p</i>	<i>K'_p</i>	Автор
550	0,26	0,72	0,36	0,31	Winkler (1961), при <i>p</i> =2000 бар
580	0,26	0,72	0,36	0,31	
600	0,30	0,72	0,41	0,37	
620	0,35	0,72	0,48	0,44	
640	0,43	0,72	0,60	0,55	
660	0,50	0,74—0,72	0,68	0,64	
680	0,51	0,74—0,72	0,70	0,66	
690	0,51	0,74—0,71	0,70	0,66	Wyart, Sabatier (1962), при <i>p</i> =500 бар
500	0,05	0,06	0,80	0,25	
500	0,10	0,26	0,38	0,25	
500	0,14	0,38	0,37	0,26	
500	0,16	0,50	0,32	0,25	
500	0,20	0,64	0,31	0,25	
500	0,20	0,80	0,25	0,26	
698	0,52	1,00	0,52	0,49	Yoder a. oth. (1956), при <i>p</i> =5000 бар (данные сняты с диаграммы и пересчитаны на молекулярные проценты)
720	0,27	0,86	0,31	0,27	
770	0,09	0,71	0,12	0,08	
845	0,00	0,00	0,00	0,00	

П р и м е ч а н и я: *N'*—мольная доля альбита в калишпате; *N''*—мольная доля альбита в плагиоклазе;

$$K_p = \frac{N'}{N''}; \qquad K'_p = \frac{N' - 0,035}{N''}.$$

И. Д. Рябчиковым (1965) метод Барта был усовершенствован. Приведенные им зависимости согласуются с данными Винклера, Виара и Сабатье, полученными при умеренных давлениях. И. Д. Рябчиков считает, что давление мало влияет на равновесие и что давлением можно пренебречь. Однако экспериментальные работы Иодера, Стюарта и Смита (Yoder a. oth., 1956), не использованные И. Д. Рябчиковым, показывают, что большое давление порядка 5000 бар чрезвычайно влияет на равновесие

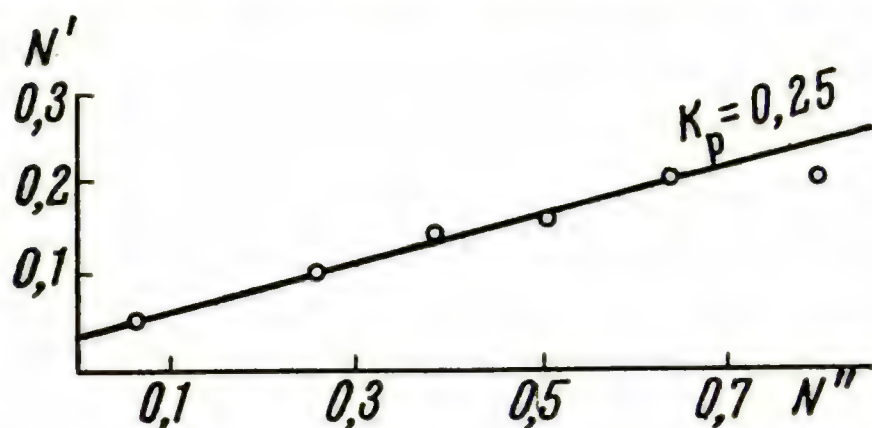


Рис. 1. Распределение альбитового компонента между полевыми шпатами при $T=500^{\circ}\text{C}$ и $p=500$ бар (по данным Виара и Сабатье; Wyart, Sabatier, 1962)

полевых шпатов. Экспериментальные данные по равновесию полевых шпатов при большом давлении даже качественно не согласуются с диаграммой, предложенной И. Д. Рябчиковым, поэтому для глубинных пород она не может быть использована.

Несмотря на противоречивость всех упомянутых данных, необходимо все же рассмотреть возможность оценки температуры и давления по сосуществующим полевым шпатам.

Прежде всего необходимо решить вопрос, распределяется ли альбитовый компонент между полевыми шпатами равновесно и соблюдается ли условие постоянства константы равновесия при постоянных температуре и давлении. Опыты Виара и Сабатье (Wyart, Sabatier, 1962) проводились при постоянных температуре и давлении ($T=500^{\circ}\text{C}$, $p=500$ бар), но с разными составами полевых шпатов. Нанесем данные этих экспериментов на диаграмму (рис. 1); по одной оси откладываем содержание альбитового компонента в калишпате (N'), по другой — содержание альбитового компонента в сосуществующем плагиоклазе (N''). За исключением последней точки с наиболее кислым плагиоклазом все остальные точки укладываются на одну прямую линию. Это свидетельствует о том, что альбитовый компонент распределяется равновесно и имеет постоянную константу равновесия при постоянных T и p .

Исходя из чертежа, константу равновесия необходимо писать с некоторой поправкой:

$$K_p' = \frac{(N' - 0,035)}{N''}.$$

И тогда действительно для всех образцов при $T=500^{\circ}\text{C}$ и $p=500$ бар константа равновесия оказывается одинаковой и равной 0,25.

На рис. 2 по экспериментальным данным построены зависимости константы равновесия от температуры при давлении 500, 2000 и 5000 бар. Диаграмма показывает, что большое давление чрезвычайно влияет на зависимость между K'_p и температурой. При большом давлении даже функциональная зависимость константы равновесия от температуры оказывается обратной.

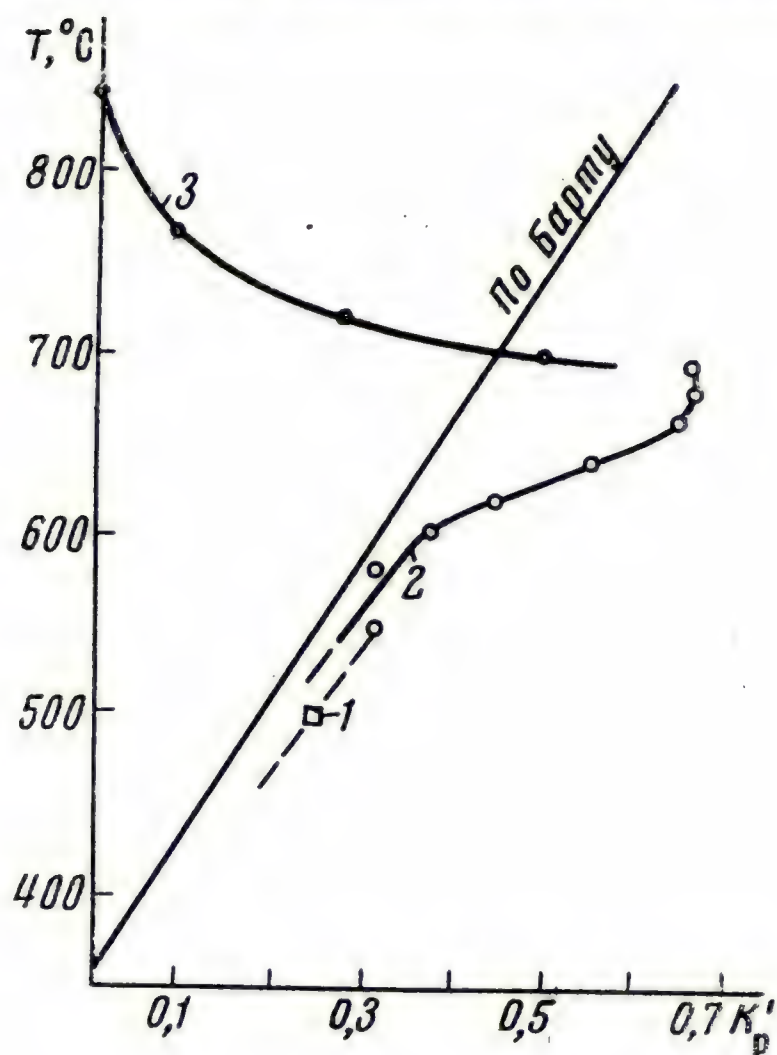


Рис. 2. Зависимость между температурой и константой равновесия полевых шпатов K'_p :

1 — при 0,5 кбар; 2 — при 2 кбар;
3 — при 5 кбар

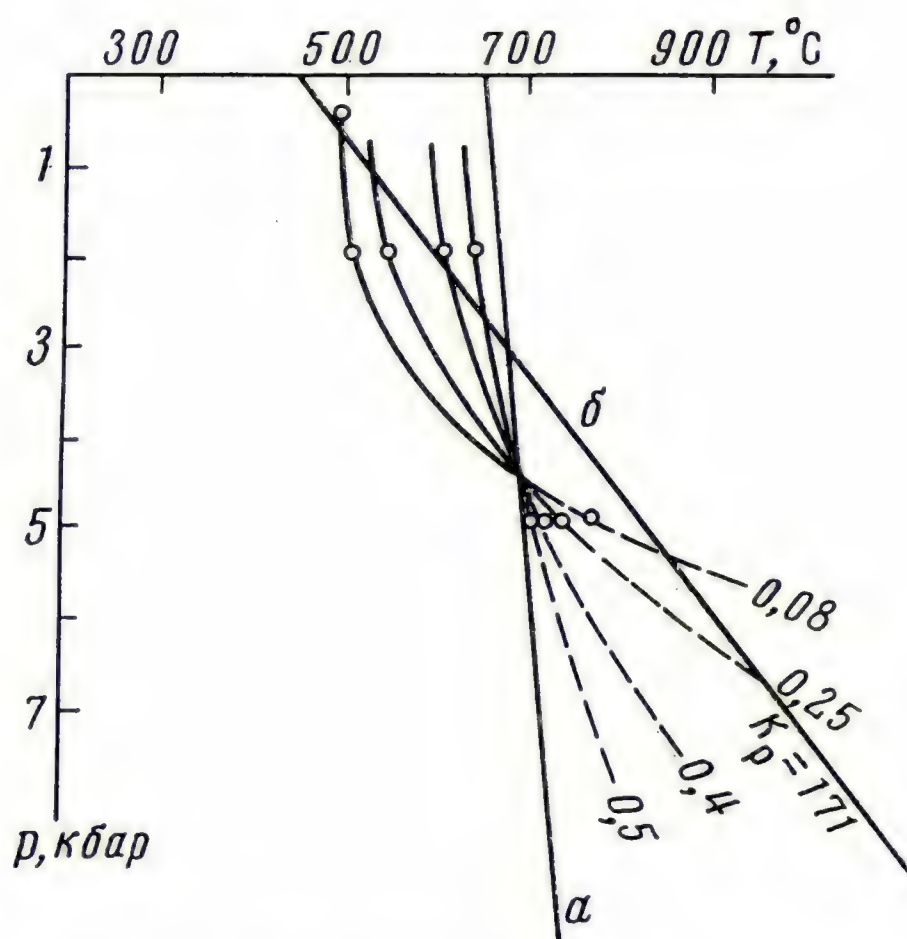


Рис. 3. Диаграмма $T-p$ с линиями констант равновесия (K_p) полевых шпатов; прямая a соответствует полной смесимости альбита и калишпата, а прямая $б$ — константа равновесия пары магнетит — ильменит

Диаграмму (см. рис. 2) можно трансформировать в более наглядную и удобную диаграмму $p-T$ (рис. 3) с линиями констант равновесия. Эта диаграмма показывает зависимость каждого K'_p и от температуры, и от давления. Из-за ограниченного числа экспериментальных данных диаграмма в значительной степени схематична, особенно это относится к экстраполяции кривых в область высоких давлений.

Сама по себе построенная диаграмма интересна. Как можно видеть, все линии констант равновесия пересекаются в одной точке (при $T \approx 700^\circ \text{C}$ и $p \approx 4500$ бар). Любопытно, что через эту же точку проходит линия полной смесимости альбита и калишпата, нанесенная по данным Боуэна и Татла. В малоглубинных условиях ($p < 4,5$ кбар) температуры кристаллизации сосуществующих полевых шпатов, по-видимому, не могут превышать 700°C . До 3000 бар давление действительно мало влияет на рав-

новесие и в условиях заведомо малых глубин для термометрирования можно пользоваться диаграммой И. Д. Рябчикова.

В глубинных условиях (при $p > 4,5$ кбар) температуры кристаллизации полевошпатовых пар могут быть очень высокими — выше 700°C . В глубинных породах равновесие полевых шпатов зависит не только от температуры, но и от давления и недооценка давления здесь недопустима.

Гранитоидные породы глубинных комплексов, например чарнокиты, могут иметь весьма высокие температуры кристаллизации. Прослой чарнокитов обнаруживаются среди пород с очень высокотемпературными ассоциациями. Например, среди двупироксеновых гнейсов, среди силлиманит-гиперстеновых пород (ассоциация силлиманит + гиперстен эквивалентна кордиериту и устойчива вместо кордиерита при высоких температурах). Так как K'_p зависит от температуры и от давления, то, определив ее для полевых шпатов, нельзя однозначно решить вопрос о температуре кристаллизации. Необходимо привлечь для этой цели еще одну независимую пару минералов с изоморфными членами. Одной из таких удобных для термометрирования и барометрирования пар может быть ильменит с магнетитом.

Возможности использования титаномагнетита для целей термометрирования уже обсуждались в геологической литературе. Так, Ингерсон (1958 г.) предполагал, что количество титана в магнетите, при наличии в породе ильменита, тем больше, чем выше температура кристаллизации. Им была предложена диаграмма, где содержание TiO_2 в магнетите зависело от температуры кристаллизации. Следует заметить, что эта диаграмма была построена чисто предположительно, в ее основе не лежал ни экспериментальный, ни вычислительный материал.

Баддингтон, Фейт и Власидис (1955 г.) проанализировали большое количество магнетитов из самых разнообразных пород. Они подтвердили эмпирическое правило, что для более высокотемпературных пород характерны магнетиты с повышенным содержанием титана, хотя имеются и многочисленные исключения. По-видимому, для суждения о температурах состава только магнетита недостаточно. Необходимо рассматривать сосуществующую пару магнетит-ильменит, в которой в зависимости от температуры и давления изменяются составы обоих минералов.

Ильменит и магнетит могут быть представлены как две серии изоморфных смесей: 1) ильменит — гематит (FeTiO_3 — Fe_2O_3) и 2) магнетит — ульвошпинель (Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4).

Диаграмма (рис. 4) составов сосуществующих магнетитов — ильменитов для чарнокитов, построенная по нашим данным и по данным Хови (1955), показывает, что составы находятся в проективном соответствии и, следовательно, равновесны. Равновесие между конечными членами определяется уравнением:



с константой равновесия:

$$K_p = \frac{Fe_3O_4 \cdot FeTiO_3}{Fe_2O_3 \cdot Fe_2TiO_4},$$

где Fe_3O_4 , $FeTiO_3$, Fe_2O_3 , Fe_2TiO_4 — мольные доли соответствующих компонентов в магнетите и ильмените.

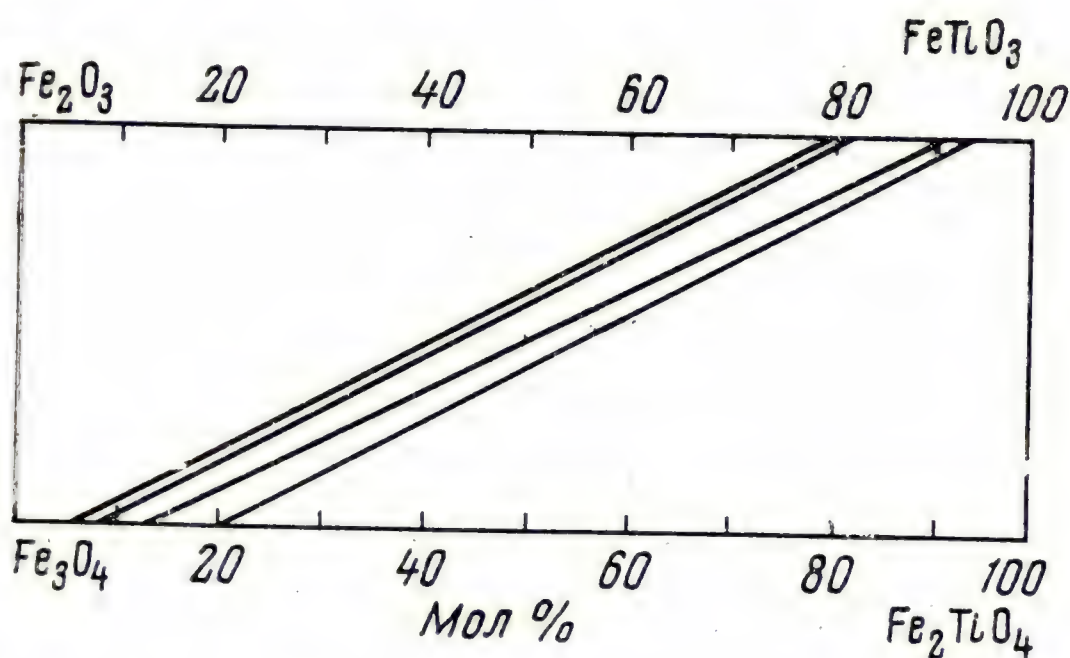


Рис. 4. Соотношение составов сосуществующих магнетита — ильменита из чарнокитов

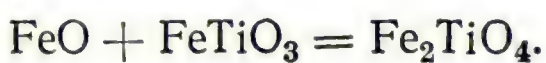
Поскольку существует связь константы равновесия с температурой и свободной энергией Гиббса, можно попытаться приближенно рассчитать зависимость K_p от температуры при давлении 1 атм. Для вычислений используем термодинамические константы чистых членов (табл. 2).

Таблица 2

Термодинамические константы чистых членов

Компонент	ΔH° , ккал/моль	ΔZ° , ккал/моль	ΔS° кал/град, моль	V , см ³ /моль
Fe_2O_3	—196,6	—177,1	21,5	30,4
Fe_3O_4	—267,0	—242,4	35,0	44,5
$FeTiO_3$	—295,3	—276,8	24,9	31,7
Fe_2TiO_4	(—358,6)	—	39,0	44,0
FeO	—63,7	—58,4	12,9	12

Данные взяты: для магнетита, гематита и вюстита из Келли (Kelley, 1960), для ильменита из Тодд и Келли (Todd, Kelley, 1956), энтропия для ульвошпинели из Тодд и Кинг (Todd, King, 1953). Для ульвошпинели значение энтальпии неизвестно. Ульвошпинель может образоваться при реакции:



Так как при низких температурах такая реакция вполне возможна, то примем ΔZ ульвошпинели = ΔZ вюстита + ΔZ ильменита. Тогда для ульвошпинели $\Delta Z = 335,2$, а отсюда $\Delta H^0 = -358,6$.

Для реакции в стандартных условиях имеем: $\Delta S_p^0 = + 0,6$ кал/град · моль, $\Delta H_p^0 = - 7,2$ ккал/моль, $\Delta V_p = + 1,8$ см³/моль.

Изобарный потенциал для различных температур вычисляем по уравнению $\Delta Z_T = \Delta H_p^0 - T\Delta S_p$. Константу равновесия определяем по формуле:

$$\ln K = - \frac{\Delta z}{RT} .$$

Результаты вычислений приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Расчет константы равновесия для пары магнетит—ильменит

<i>t</i> , °C	<i>T</i> , °K	<i>T</i> Δ <i>S</i>	Δ <i>Z</i> _{<i>p</i>}	ln <i>K</i> _{<i>p</i>}	<i>K</i> _{<i>p</i>}
500	773	450	—7650	5,051	157
600	873	520	—7720	4,449	85
800	1073	640	—7840	3,677	39
1000	1273	760	—7960	3,147	23
1400	1673	1000	—8200	2,467	12

На рис. 5 построена диаграмма, которая демонстрирует зависимость константы равновесия пары магнетит—ильменит от температуры при давлении, равном 1 атм. Диаграмма не претендует на высокую точность, так как расчет сделан упрощенно из-за малой точности термодинамических констант.

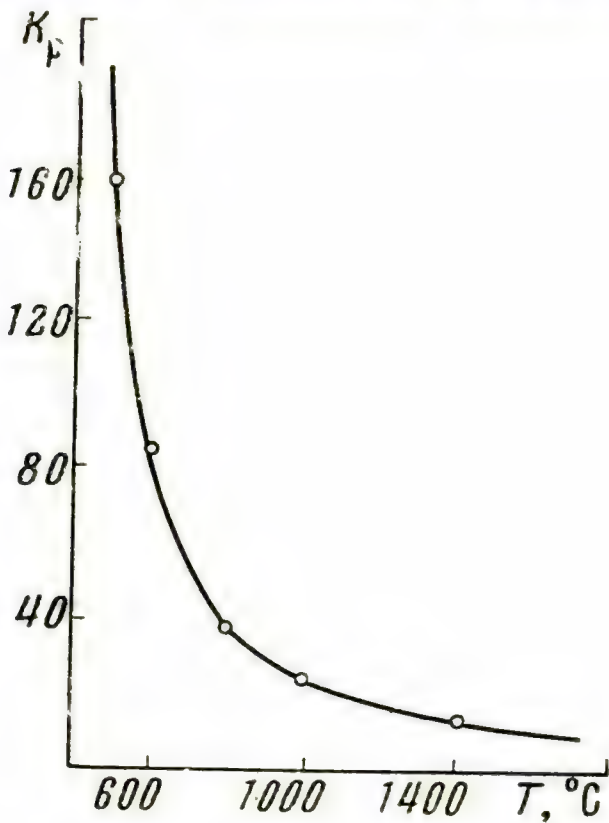


Рис. 5. Зависимость между температурой и константой равновесия для пары магнетит—ильменит при *p*=1 атм

Давление влияет на равновесие. Поскольку объемный и энтропийный эффект реакции имеют одинаковый знак, то линии равновесия в $T—p$ координатах имеют положительный наклон, т. е. с увеличением давления равновесная температура будет увеличиваться. По соотношению Клаузиуса-Клайперона

$$\frac{\partial p}{\partial T} = \frac{\Delta S_p}{\Delta V_p} = \frac{0,6 \cdot 41,3}{1,8} = 13,5 \text{ атм/град.}$$

Рассмотрим возможность практического использования полученных соотношений для оценки температур и давлений.

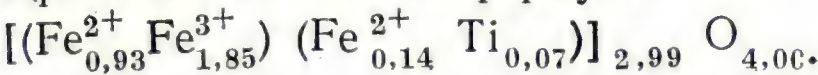
В образце 048 гиперстенового гнейса с Алданского щита (близ устья р. Тимптон) был определен состав полевых шпатов, магнетита и ильменита.

Т а б л и ц а 4
Химический состав магнетита

Компонент	Вес. %	Атомное количество	Количество положительных ионов на 4 кислорода
TiO ₂	2,54	32	0,07
Fe ₂ O ₃	63,90	800	1,85
FeO	33,46	464	1,07
V ₂ O ₃	0,16		
С у м м а . .	100,06		2,99

Аналитик В. В. Гамянина

Кристаллохимическая формула:



Методом пламенной фотометрии были определены содержания калия, натрия и кальция. В плагиоклазе содержится Na₂O 6,80; СаО 6,30%, в калишпате — Na₂O 1,45; К₂О 14,50%. Соответствующий состав плагиоклаза: альбита 66 и анортита 34%. Состав калишпата: альбита 13 и ортоклаза 87%; $K_p' = \frac{13-3,5}{66} = 0,15$.

Химические анализы магнетита и ильменита приведены в табл. 4 и 5. Магнетит содержит 93% магнетитового компонента и 7% ульвошпинели. Ильменит содержит 92,8% ильменитового компонента и 7,2% гематитового; $K_p = \frac{93 \cdot 92,8}{7 \cdot 7,2} = 171$. При давлении 1 атм, согласно диаграмме (рис. 5), такой константе соответствует температура 450 °С. На диаграмме $T—p$ (см. рис. 3) из точки 450° мы можем провести линию $K_p=171$ с положительным наклоном в 13,5 атм/град. Эта линия пересечется с линией равновесия полевых шпатов $K_p' = 0,15$ в точке с параметрами $T = 850$ °С и $p = 6$ кбар.

Т а б л и ц а 5

Химический состав ильменита

Компонент	Вес. %	Атомное количество	Количество положительных ионов на 3 кислорода
TiO ₂	48,82	610	0,92
Fe ₂ O ₃	11,17	140	0,21
FeO	39,40	550	0,83
V ₂ O ₃	0,06		
С у м м а . .	99,45		1,96

Аналитик В. В. Гамянина.

Кристаллохимическая формула:



Таким образом, условия кристаллизации образца характеризовались температурой 850° С и давлением 6 кбар.

Следует учитывать невысокую точность использованных расчетов и построений, поэтому полученные цифры следует считать ориентировочными. Однако, несмотря на эти оговорки, бесспорно следует признать температуру кристаллизации исследованного чарнокита достаточно высокой — гораздо выше 700° С, т. е. выше температур, обычно принимаемых для гранитов. Также бесспорно и то, что эта порода глубинная, сформировавшаяся при больших давлениях.

Таким образом, изложенный материал позволяет сделать следующие выводы. Изоморфные смеси сосуществующих минералов могут быть использованы для целей петрологического термометрирования и барометрирования. По сосуществующим парам плагиоклаз — калишпат и магнетит — ильменит можно оценивать T — p условия кристаллизации отдельных образцов.

ЛИТЕРАТУРА

- Крылова М. Д. К вопросу об определении температур образования пород по методу Т. Ф. Барта.— *Геохимия*, 1962, № 6.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского Массива. Изд-во «Наука», 1964.
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра.— Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.
- Barth T. F. W. Feldspar equilibria and their implication.— *Norsk geol. tidskrift*, 1937, 17, N 3.
- Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometers.— *Neues. Jahrb. Mineralogie Abh.*, 1951, 82.

- Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometers.—Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, H. 2.
- Howie R. A. The geochemistry of charnockite series of Madras India.—Roy. Soc. of Edinburg, 62, 1955.
- Kelley K. K. Contribution to theoretical metallurgy.—Bureau of Mines Bull., 1960, No 584.
- Todd S. S., Kelley K. K. Heat and free energy data for tricalcium dititanate.—Bureau of Mines Rept of Inv., 1956, No 193.
- Todd S. S., King E. G. Heat capacities at low temperatures and entropies at 298° K of titanomagnetite and ferric titanate.—Jour. Amer. Chem. Soc., 1953, No 75.
- Winkler H. G. F. On coexisting feldspars and their temperature of crystallization.—Just «Lucas Mallada» Curs. Conf. Fasa., 8, 1961.
- Wyart I., Sabatier G. Sur le probleme de l'equilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases.—C. r. Acad. sci., 1962, 255, N 14.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith G. R. Feldspars.—Annual report of the director of Geophysical Laboratory, Year Book 56, 1956.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. П. Сердюченко

ОБ ИЗУЧЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ (ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ) 3

Д. П. Сердюченко.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 11

Б. Г. Лутц.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И TR-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ АЛДАНА И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА 30

Б. Г. Лутц, Д. А. Минеев

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УФАЛЕЙСКОГО МАССИВА НА УРАЛЕ 59

О. С. Кочетков

О ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ТИПЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТИМАНЕ 105

Д. П. Сердюченко, В. А. Павлов

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 126

Б. Г. Лутц

К ВОПРОСУ О ТЕРМОМЕТРИРОВАНИИ И БАРОМЕТРИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО СОСУЩЕСТВУЮЩИМ ПАРАМ МИНЕРАЛОВ . . . 190

*Дмитрий Петрович Сердюченко, Борис Георгиевич Лутц,
Дмитрий Андреевич Минеев, Олег Сергеевич Кочетков,
Владимир Александрович Павлов.*

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Утверждено к печати

Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор *М. Ф. Макаренко, Т. Б. Гришина*

Художник *В. А. Назаров*. Технический редактор *Н. П. Кузнецова*

Сдано в набор 31/XII 1966 г. Подписано к печати 19/IV 1967 г. Формат 60×90¹/₁₆.

Бумага типографская, № 1. Усл. печ. л. 12,5. Уч.-изд. л. 12,7. Тираж 1200 экз.

Т-05415. Тип. зак. 6539. Цена 80 коп.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
75	12 св.	разнообразия	равновесия
87	табл. 6, 7 гр.	ΣR_2O_2	ΣTR_2O_3
131	14 сн.	$(OH)_3^{-3}$	$(OH)_3^{-}$
132	11 св.	R_{22}^{+}	R_2^{2+}
132	18 сн.	представители В	представители
132	12 сн.	молекуле	радикале
155	21 св.	силикатов бора	боросиликатов
198	11 св.	$Fe_{0,12}^{3+}(Fe_{0,92}^{2+}Ti_{0,92}^{2+})_{1,96}$	$[Fe_{0,12}^{3+}(Fe_{0,92}^{2+}Ti_{0,92}^{4+})]_{1,96}$

6 p 8210276 u

80 коп.

2